

GÉOLOGIE GÉNÉRALE
(EUROPE)

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME I

N^o 1

P. 1-118; Pl. I-IV

Publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6^e

1959

NOVEMBRE 1959

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leur auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivaut à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 %, les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisations 1959 : 2 800 fr. Étranger : 3 100 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1959



Digitized by the Internet Archive
in 2024

Stratigraphie du Trias du bassin de Paris

par Jean RICOUR ¹.

Sommaire. — L'étude des sondages profonds du bassin de Paris a permis de montrer l'extension géographique de chaque terme du Trias. On assiste à la naissance de ce bassin qui a une origine orientale et qui s'approfondit au fur et à mesure des dépôts triasiques.

En dehors de la région du Luxembourg, il est impossible de suivre, en surface, les variations de faciès du Trias vers l'W. Cet étage y est en effet recouvert par le Jurassique, le Crétacé et le Tertiaire. Certains affleurements de Normandie, qui lui sont attribués par suite de leur couleur rouge, appartiennent plus probablement au Permien et à l'Infralias [Lecornu, 1887-1888 ; A. Bigot et P. Pruvost, 1924-1925]. Plusieurs sondages anciens et les travaux récents de recherche de pétrole ² l'ont recoupé à grande profondeur et permettent d'étudier ses variations latérales de faciès vers l'W.

N'ayant pu suivre tous les sondages que nous

citerons, nous avons étudié les échantillons (carottes et cuttings) conservés par les diverses sociétés. Nous avons été grandement aidé par les indications précises figurant sur les divers documents, notes de chantiers ou rapports, qui nous ont été aimablement communiqués. Les renseignements oraux fournis par les géologues des diverses sociétés nous ont également été précieux, ainsi que les échanges de vues avec nos confrères du B. R. G. G. M. et plus particulièrement M. Minoux, M^{mes} Lienhardt et Grangeon et M. de Mautort.

Le tableau 1 donne les épaisseurs des divers niveaux dans chaque sondage.

I. Observations stratigraphiques ³.

Nous précisons immédiatement que, faute de critères plus acceptables, *ce sont les limites ouest des faciès typiques de Lorraine que nous étudions*. Il est bien entendu qu'un niveau peut être représenté au-delà des limites que nous définissons, mais il se présente alors sous un faciès bordier qui ne permet pas de l'identifier par les méthodes employées au cours de cette étude. Les techniques spéciales (et notamment la détermination des minéraux lourds) mises en œuvre par certaines sociétés pétrolières viendront combler cette lacune.

A) TRIAS INFÉRIEUR. — Le Grès d'Annweiler, que certains auteurs considèrent comme le niveau de base du Trias, n'a qu'une faible extension en France, et ne semble pas atteindre la région où le Trias supérieur disparaît sous le recouvrement jurassique (fig. 1). Les premiers niveaux que nous étudierons seront donc le conglomérat de base et le Grès vosgien.

1. *Les formations de base de la série triasique.* La base de la série attribuée au Trias dans les divers sondages comporte en général des formations conglomératiques comme à Germisay, Vacherauville, etc., mais parfois le contact avec le Permien se fait sans intercalations clastiques, comme au sondage de Mailly-le-Camp.

Sous les niveaux à argiles et sel gemme que nous avons attribués au Keuper inférieur, ce sondage a rencontré, sur 115 m, un ensemble d'argilites rouges ou vertes, gréseuses, anhydri-

1. Note présentée à la séance du 16 janvier 1959.

2. Nous remercions MM. les Directeurs du Bureau de recherche de pétrole, de la Régie autonome des pétroles, de la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, de la Compagnie d'exploration pétrolière, de la Compagnie française des pétroles, de la Société de recherches pétrolières dans la région parisienne, d'avoir bien voulu nous laisser utiliser les résultats obtenus par leurs sociétés.

3. Nous utiliserons ici les limites définies dans le Lexique stratigraphique international (J. RICOUR (1956), Lexique stratigraphique international, vol. I : Europe, fasc. 4 a III : Trias).

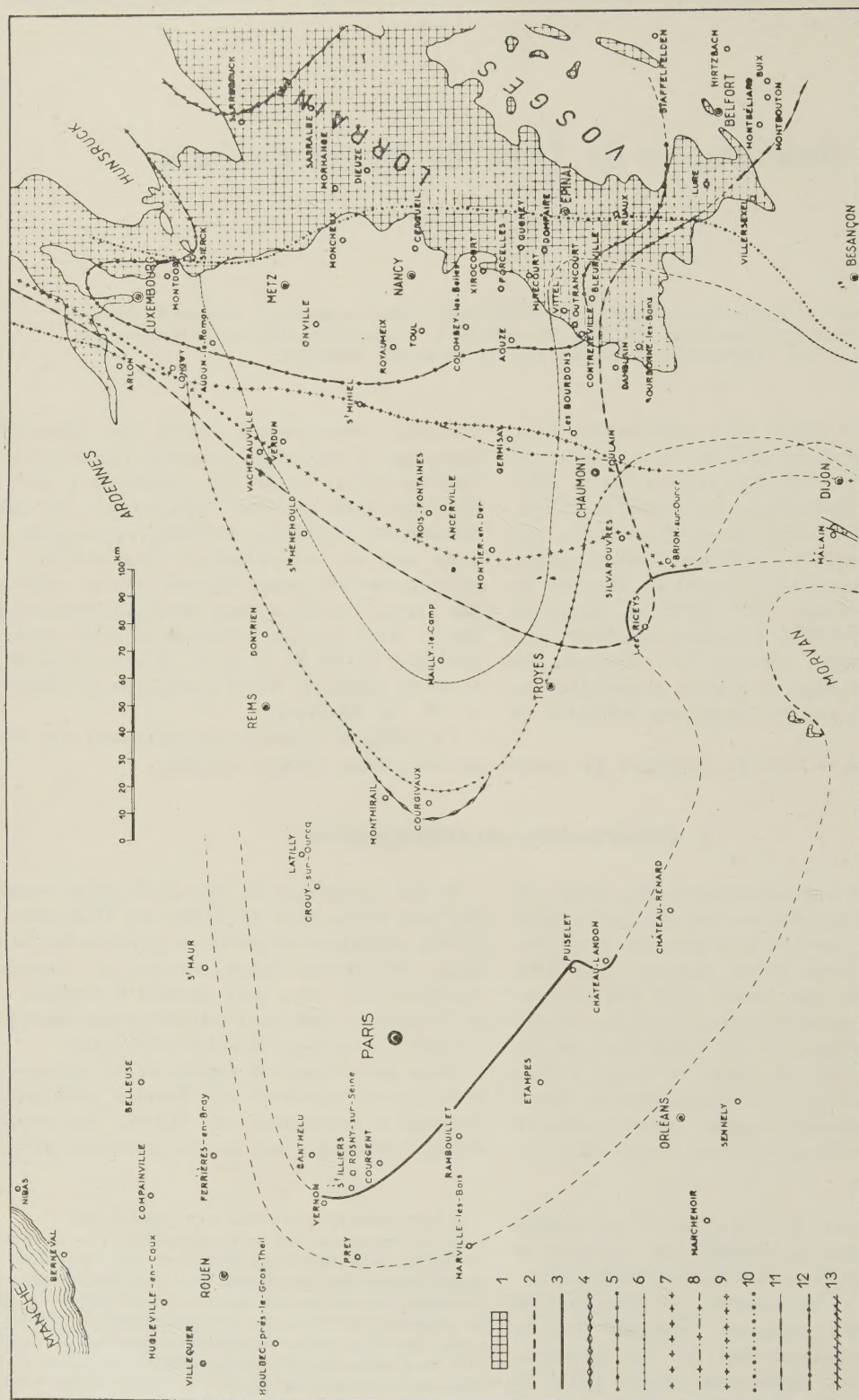


Fig. 1. — Limites occidentales des faciès du Trias dans le bassin de Paris.

1 : zone d'affleurement du Trias, — 2 à 13 : limites occidentales des faciès du Trias. 2 : Trias indifférencié ; 3 : Grès à Roseaux (Keuper moyen) ; 5 : Dolomie meillon (Keuper moyen) ; 6 : sel gemme du Keuper inf. ; 7 : Muschelkalk sup. calcaro-dolomitique ; 8 : Muschelkalk moyen à faciès gréseux ; 9 : Muschelkalk moyen à faciès anhydritique ; 10 : Muschelkalk inf. marin ; 11 : Grès à *Voltzia* ; 12 : Grès des Vosges ; 13 : Grès d'Annweiler.

tiques, légèrement dolomitiques par places, dont l'âge ne peut être précisé. La couleur permet toutefois de supposer qu'il s'agit d'une formation triasique plutôt que de Permien. Il en est de même au sondage de Courgivaux, où une série de 226 m d'épaisseur s'intercale entre les niveaux attribués au Keuper inférieur et ceux attribués au Permien⁴. Il est fort probable que ces formations représentent des dépôts continentaux ou péricontinentaux.

D'E en W, les formations de base du Trias sont surmontées par des niveaux de plus en plus récents (ex. : Grès vosgien à Morhange, Grès à *Voltzia* à Ancerville, Keuper inférieur à Courgivaux, Keuper supérieur à Banthelu, Rosny, etc.).

A l'W et au SW d'une limite (fig. 1) passant à l'E de Vernon, au SW de Saint-Illiers et Courgent, ainsi qu'au NE de Rambouillet et Puiset, mais au SW de Château-Landon, l'ensemble des formations encore susceptibles d'appartenir au Trias ne comporte plus que des niveaux détritiques, grès et conglomérats, en général peu épais (ex. : Rambouillet).

Enfin, au N, à l'W et au SW d'une limite qu'il nous est encore difficile de préciser, il semble bien que le Trias n'existe plus, tout au moins sous des faciès identifiables. En effet, les forages de Saint-Maur, Belleuse, Ferrières-en-Bray [Pruvost, 1928], Compainville, Nibas, Berneval, Hugleville, Villequier, Rouen, Houlbec, Marville, les Étilleux, Marchenoir et Sennely n'ont pas révélé la présence de formations attribuables à ce système.

2. *Grès vosgien*. Le Grès vosgien a encore été rencontré sous son faciès classique dans les forages d'Audun-le-Roman, Royaumeix, Forcelles et Contrexéville. La limite de son extension est donc située à l'W de ces ouvrages, mais à l'E de Longwy, Vacherauville, Germisay, Les Bourdons et Damblain. En effet, des forages exécutés dans ces localités ont traversé entièrement le Trias, mais n'ont pas rencontré le Grès vosgien (fig. 1).

L'épaisseur du Grès vosgien diminue progressivement vers l'Ouest et le Sud (tabl. 1).

3. *Grand Conglomérat*. Les forages profonds du bassin de Paris n'ont fourni que très peu de renseignements sur le Grand Conglomérat. A Audun-le-Roman, un conglomérat de 18 m semble pouvoir lui être rapporté. Dans certains ouvrages, il n'a pu être différencié (ex. : Forcelles); et dans d'autres, lorsque le Grès à *Voltzia* est le premier niveau caractéristique de la série, la formation qui se trouve à la place du Grand Conglomérat est confondue avec le poudingue de base du Trias.

4. *Couches intermédiaires*. A l'W de la limite

d'expansion du Grès vosgien, deux ouvrages : les sondages d'Ancerville et de Longwy, auraient reconnu des formations attribuables aux Couches intermédiaires. Elles auraient été recoupées sur 103 m à Ancerville, ce qui est de loin la plus forte épaisseur connue pour ce niveau.

5. *Grès à Voltzia*. Le Grès à *Voltzia* a été reconnu, par de nombreux sondages, bien au-delà de la limite d'extension du Grès vosgien. Il se présente sous son faciès classique aux sondages de Longwy, Audun-le-Roman, Vacherauville, Ancerville, Montier-en-Der, Les Riceys, Silvareuvres, Foulain, Les Bourdons. Nous savons qu'il se retrouve en affleurement dans la région de Bleurville; mais, par contre, il n'a pu être différencié au sein des grès de base du Trias, dans les forages de Lure, Damblain, Mailly-le-Camp et Brion-sur-Ource (fig. 1).

L'épaisseur du Grès à *Voltzia* reste en général voisine de 20 m sur toute l'étendue du territoire où la formation a été reconnue.

B) TRIAS MOYEN. — 1. *Muschelkalk inférieur*. Le Muschelkalk inférieur perd rapidement, vers l'W, les caractéristiques qu'il présente dans la zone de ses affleurements. En effet, c'est seulement dans le sondage de Morhange que cet étage a été reconnu avec le faciès et l'épaisseur que nous lui connaissons en surface. Dans aucun des autres forages la Dolomie à *Myophoria orbicularis* n'a été rencontrée, quoique les niveaux correspondant au Muschelkalk inférieur aient souvent été traversés en carottage continu.

Dans tous les sondages où le Muschelkalk inférieur a pu être individualisé grâce à la présence du Muschelkalk moyen et du Grès à *Voltzia* typique (ex. : forages de Moncheux, Cercueil, Audun-le-Roman, etc.; voir tabl. 1), cet étage n'est représenté que par des faciès voisins du Grès coquillier (niveaux gréseux et argileux contenant de petits bancs dolomitiques). L'épaisseur de ces formations ne dépasse pas 10 m (sauf au forage de Moncheux).

2. *Muschelkalk moyen*. L'extension vers l'W du faciès lorrain du Muschelkalk moyen, c'est-à-dire de la trilogie Calcaires blancs-Couches grises-Couches rouges, est moins grande que celle du Grès à *Voltzia*. En effet, seuls les sondages d'Onville, Royaumeix, Les Bourdons et Foulain ont rencontré cette succession. Le Muschelkalk moyen est encore reconnaissable à Audun-le-Roman, Longwy, Saint-Mihiel et Germisay, mais dans ces localités une partie ou l'ensemble

4. Le carottage électrique donne en général de bons critères pour différencier le Permien du Trias.

de la formation s'est chargée en matériau détritique. Les lits gréseux y sont abondants.

Les épaisseurs du Muschelkalk moyen varient peu de Germisay à Morhange.

Il faut souligner que le Muschelkalk moyen est le premier étage qui ne subisse pas de réduction d'épaisseur aux abords du seuil morvandovosgien.

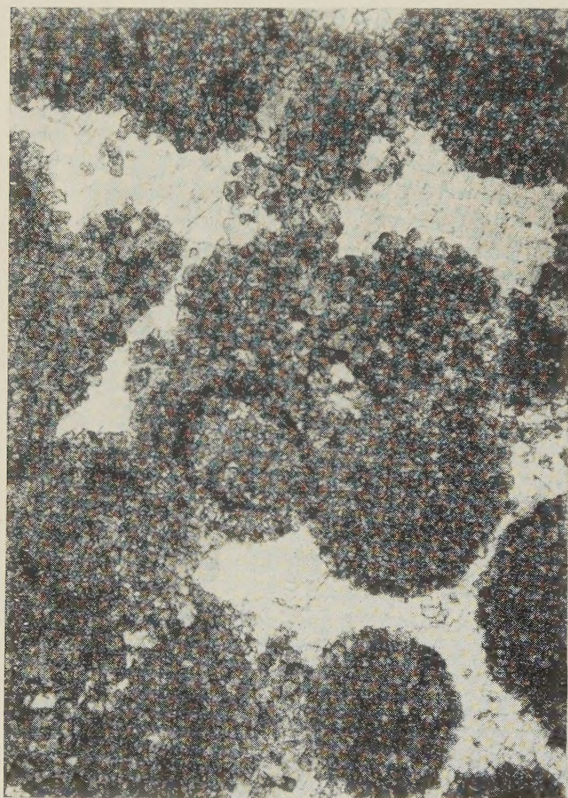
3. *Muschelkalk supérieur*. L'extension vers l'W des faciès calcaréo-dolomitiques du Muschelkalk supérieur est moins grande que celle du Grès à *Voltzia*, mais elle est toutefois supérieure à celle du Muschelkalk moyen (fig. 1). Les forages de Longwy, Audun-le-Roman, Onville, Saint-Mihiel, Ancerville, Montier-en-Der et Foulain ont recoupé des assises qui, en toute certitude, doivent être attribuées au Muschelkalk supérieur. Les fossiles classiques *Coenothyris*, Cératites et entroques ont été mis en évidence dans plusieurs d'entre eux. Par contre, les sondages de

Silvarouvres, Les Riceys, Mailly-le-Camp et Vacherauville n'ont pas rencontré de faciès carbonatés assimilables au Muschelkalk supérieur.

De Launay [1919] a signalé un Muschelkalk dolomitique épais de 30 m au sondage de Brion-sur-Ource, mais nous n'avons pu vérifier l'interprétation de cet auteur, qui paraît être en contradiction avec les renseignements fournis par le forage de Silvarouvres.

Nous croyons utile de signaler quelques micro-faciès particuliers de cet étage.

Faciès à ciment d'anhydrite. La plupart des niveaux du Muschelkalk supérieur se sont révélés riches en anhydrite lorsqu'ils ont été recoupés à grande profondeur. Cette particularité est nette dans un niveau oolithique, comme le montre la fig. 2 A. Dans cette roche, les oolithes dolomitiques sont noyées dans un ciment exclusivement formé d'anhydrite.



A



B

FIG. 2. — Plaques minces. $\times 25$.

A : Oolithes dolomitiques noyées dans un ciment d'anhydrite (Couches à Cératites). Sondage d'Audun-le-Roman, 895 m ; lame 11457.

B : Calcaire à entroques, représenté ici par une dolomie finement gréseuse. Sondage d'Audun-le-Roman, 923,3 m ; lame 11460.

Faciès partiellement gréseux. Certains niveaux, tout en présentant des faciès proches des faciès classiques, se montrent riches en éléments détritiques quartzeux, fait qui indique, pour les couches marines, la proximité des terres émergées. Tel est le cas du calcaire à entroques gréseux du sondage d'Audun-le-Roman (fig. 2 B). Ce niveau se présente sous l'aspect d'une dolomie gréseuse contenant des entroques de grande taille.

Enfin, à l'W de la limite d'extension des faciès typiques du Muschelkalk supérieur, certains horizons semblent pouvoir encore être attribués à cet étage, mais cette assimilation n'est fondée que sur la richesse de certains niveaux en carbonates. Ils sont en effet, par ailleurs, dépourvus de fossiles et riches en quartz et anhydrite.

L'épaisseur du Muschelkalk supérieur calcaire décroît d'E en W, mais aucune réduction n'a été constatée vers le S et le seuil de Bourgogne.

4. *Lettenkohle.* Il est impossible, avec les seules données que nous possédons actuellement, de fournir des précisions sur l'extension de ce niveau et sur ses variations de faciès. En effet, il a souvent été traversé au rotary et, par suite de sa faible épaisseur et de son manque de caractères distinctifs tranchés (la Lettenkohle apparaît comme un terme de passage entre le Keuper inférieur et le Muschelkalk supérieur), cet étage a souvent été confondu avec les niveaux qui l'encadrent.

Il semble toutefois que l'extension de la Lettenkohle a été peu différente de celle du Muschelkalk supérieur calcaréo-dolomitique.

C) TRIAS SUPÉRIEUR. 1. *Keuper inférieur.* Le Keuper inférieur est formé d'assises qui ne présentent pas de faciès distinctifs bien marqués en dehors des accumulations de sel gemme. Les faciès argilo-anhydritiques qu'il contient se confondent, en l'absence de ce minéral, avec les faciès de bordure de tous les niveaux du Trias. C'est pour cette raison que nous prendrons, comme limite d'extension du Keuper inférieur vers l'W, la limite des couches qui contiennent du sel gemme. Il est certain que les dépôts du Keuper inférieur se sont étendus plus loin vers l'W, mais aucun critère ne nous permet, pour l'instant, de définir cette formation au-delà de la limite proposée ci-dessus.

Les sondages d'Onville, Saint-Mihiel, Mailly-le-Camp, Montier-en-Der et Germisay ont rencontré des couches de sel gemme massif dans le Keuper inférieur, contrairement aux sondages d'Audun-le-Roman, Sainte-Menehould, Vacherauville, Silvarouvres et des Bourdons. Notons la large extension de ces formations vers l'W⁵

(fig. 1), alors qu'au N et au S elle est en retrait sur celle des étages plus anciens du Trias. Dans l'axe de cette sorte de golfe du Keuper inférieur, l'épaisseur de la formation reste très forte d'E en W.

Au N et au S, par contre, les épaisseurs diminuent rapidement.

2. *Keuper moyen.* Cet étage, bien que ne présentant pas de caractères marins francs, est celui qui reste différencié le plus loin vers l'W.

En effet, les deux niveaux caractéristiques du Keuper moyen : la Dolomie moellon au sommet et le Grès à Roseaux à la base, sont parfaitement caractérisés, tant macroscopiquement que microscopiquement, dans les forages d'Audun-le-Roman, Vacherauville, Sainte-Menehould, Mailly-le-Camp, Montier-en-Der et Les Bourdons. Au sondage de Courgivaux, quoique la Dolomie moellon n'ait pu être différenciée, un faciès gréseux semble bien être l'équivalent du Grès à Roseaux. Par contre, les sondages de Longwy, Dontrien et Montmirail⁶ n'ont pas rencontré de formations attribuables à ce niveau.

Au S, les sondages des Riceys et de Silvarouvres n'ont pas rencontré de faciès rappelant ceux du Keuper moyen classique.

3. *Keuper supérieur.* Au Keuper supérieur la transgression amorcée depuis le début du Trias s'accroît brusquement, et les dépôts de cet étage semblent bien avoir dépassé largement le centre de l'actuel bassin de Paris.

Il est évidemment délicat, en l'absence d'un Keuper moyen nettement différencié, d'attribuer avec certitude certaines couches au Keuper supérieur. Les faciès de cet étage nous semblent toutefois assez affirmés pour tenter un essai paléogéographique, d'autant plus que l'Infralias constitue souvent une limite supérieure précise, bien datée par la faune qu'elle contient.

Les forages de Courgivaux, Montmirail, Crouy-sur-Ourcq, Banthelu, Rosny, Saint-Illiers, Courgent, Château-Landon et Brion-sur-Ourcq ont rencontré des formations attribuables au Keuper supérieur. Par contre, les forages de Saint-Maur, Vernon, Rambouillet, Sennely, de Puisetlet, des Riceys, etc., n'en ont pas rencontré.

A Crouy-sur-Ourcq, un niveau situé à quelques mètres sous la base du Rhétien typique renferme de nombreux Mytilidés.

5. Du sel gemme a également été signalé au sondage de Saint-Maur, mais cette interprétation ne repose que sur la constatation d'une augmentation de la salinité de la boue d'injection.

6. L'épaisseur des terrains attribués au Trias dans ce sondage (64,5 m) est beaucoup moins forte qu'à Courgivaux. L'examen des carottes nous a permis de supposer qu'il pourrait s'agir d'une réduction tectonique.

			MORHANGE	MONCHEUX	CERCUEIL	XIROCOURT	FORCELLES	ROYAUMEIX	ONVILLE	AUDUN-LE-ROMAN	
TRIAS SUPÉRIEUR ou KEUPER	Keuper supérieur	Marnes irisées supérieures		26	30	26	32	24	63	34	
		Argiles de Chanville		28	17	9	12	18	12	8	
	Keuper moyen	Dolomie moellon		7	5	5	6,5	3,5	4,5	7	
		Marnes et Grès à roseaux		9	7	24	10	18	139		
	Keuper inférieur	Marnes irisées inférieures	126	203	211	107	142	187			
TRIAS MOYEN	Lettenkohle	Dolomie limite		0,35	2	1,5	3,1	2	4,7	131	
		Marnes bariolées	30	27	17	9,7	9,4	15	13		
		Dolomie inférieure			3,7	2,7	4	1,7	3,4		
	Muschelkalk supérieur	Calcaires à Térébratules	58	3,4	3	2,9	4,3	5		1,7	
		Couches à Cératites		50	51	42	39	43	42	33	
		Calcaires à entroques		9	7,7	7,6	6,6	6,5	7	4,5	9
	Muschelkalk moyen	Calcaires blancs	4	1,3	5,5	2,9	9,3	5?	12	1,5	
		Couches grises	70	57	61	60	55	73	59	34	
		Couches rouges	27	27	15	18	19		7	32	
	Muschelkalk inférieur	Muschelkalk inférieur	44	13	5	3,2	5		8,4	9,3	
	TRIAS INFÉRIEUR	Grès bigarré	Grès à <i>Voltzia</i>	19	54?	22	17	18	22	+	16
			Couches intermédiaires	70		75	+	58	60		32
			Grand Conglomérat								
Grès vosgien		Grès vosgien	339	+	+		115	158		52	
Total			796	513,75	537,8	337,5	548,1	642,2	372,5	418,5	

TABLEAU 1. — Épaisseurs (en m) des divers niveaux du Trias traversés par les Marchenoir, Les Etilleux Marville-les-Bois, Houlbec, Villequier, Rouen, Hugleville, Saint-Maur,

SAINT-MIHIEL	LES BOURDON	GERMISAY	VACHERAUVILLE	ANCERVILLE	MONTIER-EN-DER	SAINT-MENEHOULD	SILVAROUCVRES	LES RICEYS	MAILLY-LE-CAMP	DONTRIEN	COURGIVAUD	CHATEAU-LANDON	RAMBOUILLET	BANTHELUC	SAINT-ILLIERS	LONGWY	CHATEAU-RENAUD	PUISELET	COURGENT	ROSNY-SUR-SEINE	MONTMIRAIL	CROUY-SUR-OURCQ
55	25	38	66	66	65	96			89													26
27		13	49	27	35	35	77?	25?	47	115	81			16	0,9?							
5		7,5	5	5	2	5			5							20			1,45	5,5	64?	
11	14	10	12	53	13	15			16		24?											
201	90	175	52?	191	220	76			122		86?											
2,1		2,4																				
11		11		44	25	0,9?					18?											
4,4		1,5										23?	24?			66	208?	113?				
21	27	37	106	12	15	3?	15?	54,2?	115		97?											
25	8,5													14?					36?	9,5		168
7,7																						
55		85		9	8											103						
+	56																					
	6,5		24	36?	+		25?	12,3?														
	2,4?	72	35	103			3,7				111?					40						
				8,7																		
425,2	229,4	452,4	349	554,7	383	230,9	120,7	91,5	394	115	417	23	24	30	0,9	280	208	113	37,45	15	64	194

sondages du bassin de Paris. Les formations rouges sont indifférenciées à Sennely,
Belleuse, Nibas et Berneval. + : niveaux dans lesquels le forage a été arrêté.

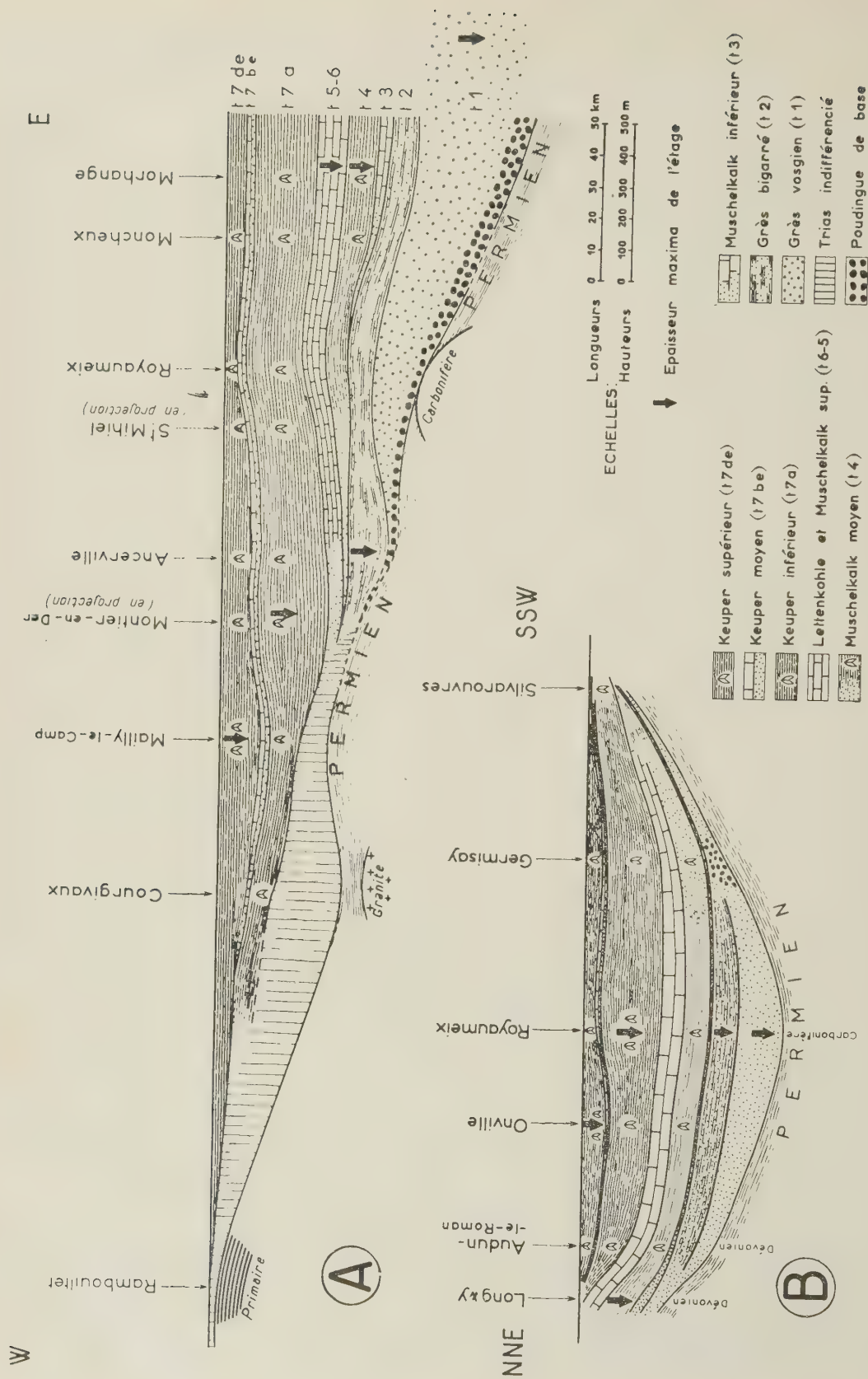


FIG. 3. — Coupes du bassin de Paris montrant la disposition des sédiments triasiques à la fin du Keuper.

A : Coupe E-W du bassin. — B : Coupe NNE-SSW dans l'E du bassin.

Les épaisseurs du Keuper supérieur sont assez curieusement distribuées. En effet, elles augmentent du S au N (Xirocourt 35 m, Cercueil 47 m, Moncheux 54 m, Onville 75 m, Vacherauville 115 m) et d'E en W (Saint-Mihiel 82 m, Ancerville 93 m, Montier-en-Der 100 m, Mailly-

le-Camp 135 m). Elle est encore de 81 m à Courgivaux. Ce fait semble démontrer que la subsidence du bassin de Paris avait tendance à s'amortir en Lorraine au Keuper supérieur, alors qu'elle devenait plus active entre la Lorraine et l'actuelle région parisienne.

II. Paléogéographie du bassin de Paris aux temps triasiques.

Les données acquises récemment sur la paléogéographie de l'époque triasique bouleversent les hypothèses formulées par M. Lemoine [1911, p. 50-57]. Elles nous montrent, en effet, qu'au cours des temps triasiques un golfe profond s'est créé peu à peu sur l'emplacement de l'actuel bassin de Paris (fig. 1). Ce golfe était limité au N par le continent ardennais, dont la stabilité dans la partie occidentale du Luxembourg a été remarquable. Il nous faut toutefois faire observer que, dans cette région, les dépôts du Keuper se sont étendus beaucoup moins loin sur le continent que les dépôts du Muschelkalk et du Trias inférieur, ce qui peut s'expliquer par un mouvement de surrection du massif ardennais. Au contraire, à l'W, les dépôts du Keuper s'étendent beaucoup plus loin que tous les autres, ce qui traduit une subsidence du centre de l'actuel bassin de Paris. Au S, le rivage du golfe était situé probablement bien au N du Massif central, et l'extension relative des sédiments semble bien traduire ici aussi un mouvement de surrection de la bordure du Massif central, et particulièrement du Morvan.

Cette description paléogéographique peut nous faire penser que les dépôts attribués au Trias et situés immédiatement au N des roches cristal-

lines du Massif central ne font probablement pas partie de la même unité paléogéographique que ceux du bassin de Paris, dont ils semblent séparés par un seuil (fig. 1).

Il se pourrait toutefois qu'une liaison ait existé, mais il faudrait démontrer que certains faciès gréseux déposés sur ce seuil sont des équivalents du Keuper supérieur.

La fig. 3 A montre, selon une ligne sensiblement E-W, la position des dépôts du Trias à la fin du Keuper supérieur. Nous y voyons nettement que la région de subsidence maximum s'est déplacée progressivement d'E en W.

Il s'agit, en quelque sorte, de la naissance du bassin de Paris.

Remarquons encore, dans le substratum sur lequel s'est faite la transgression, l'absence de reliefs importants, ce qui souligne bien l'ancienneté, à cette époque, des derniers mouvements orogéniques.

La fig. 3 B au contraire, qui est une coupe N-S du Luxembourg au seuil morvando-vosgien, montre que les deux massifs ont probablement été progressivement exondés au cours des temps triasiques.

Nous n'aborderons pas ici les problèmes purement sédimentologiques.

Index bibliographique.

Nous ne rappelons pas ici la bibliographie relative à la Lorraine; cette région fera l'objet d'une publication différente.

- BIGOT A. et PRUVOST P. (1925). — Contribution à l'étude du Houiller et du Permien du Cotentin. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 7^e sér., t. VIII, p. 25-40.
- DE LAUNAY (1919). — L'allure probable du Houiller entre le Plateau central et les Vosges. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XIII, n^o 138, p. 33.
- LECORNU (1887-1888). — Sur la nappe artésienne de Valognes. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4^e sér., t. II, p. 84-87.
- LEMOINE P. (1911). — Géologie du bassin de Paris. Paris, A. Hermann et fils.
- PRUVOST P. (1928). — Le sondage de Ferrières-en-Bray. *Ann. Office nat. Comb. liquides*, 3^e ann., 3^e livr., p. 429-457.
- (1928). — Coupe géologique du sondage de Ferrières-en-Bray. *C. R. Ac. Sc.*, t. 186, p. 248.
- (1928). — Des résultats géologiques acquis par le sondage de Ferrières-en-Bray. *Ibid.*, t. 186, p. 386.

Observation.

M. J. AVIAS signale que R. Laugier, de Nancy, a trouvé des oolithes analogues dans divers sondages dans les formations salifères triasiques de Lorraine. L'examen aux rayons X a montré que de nombreux oolithes avaient une écorce formée presque exclusivement de magnésite. M. Ricour

a-t-il retrouvé de telles oolithes de magnésite ?

M. RICOUR n'a rien observé de semblable, mais précise que l'étude pétrographique qu'il a effectuée n'a pas été très approfondie car son seul but était d'appuyer l'étude stratigraphique.

Observations sur la tectonique de la chaîne pré-littorale catalane au N et au NW du « Campo de Tarragona » (Espagne)

par Jaime de PORTA¹.

Sommaire. — Les deux zones, bords nord et nord-ouest de la dépression du « Campo de Tarragona » présentent des styles tectoniques différents : la Serra de Prades au N a une structure en très larges plis avec quelques failles ; la zone de Llaveria-Vandellos au NW a une couverture secondaire plus puissante avec structure en plis souples s'accompagnant d'un grand chevauchement et d'autres accidents qui sont décrits.

Les bords nord et nord-ouest de la dépression du « Campo de Tarragona » sont formés par la chaîne pré-littorale de Catalogne, comportant un socle hercynien et une couverture discordante d'âge secondaire. La structure tectonique de cette dernière s'avère bien plus compliquée qu'on ne l'admettait couramment. En outre, elle montre des changements latéraux de l'une à l'autre extrémité de l'aire qui fait l'objet de cette étude. En effet, au N de Reus, entre la rivière Francoli et le village de Castellvell, elle a un style cassant net, en rapport avec des glissements de certains lambeaux par gravité ; par contre, dans le secteur occidental, domine un style de plissements souples.

LES MATÉRIAUX. — Le socle hercynien est constitué par une série détritique schisteuse (avec alternance de schistes, grès et conglomérats), contenant localement quelques intercalations de bancs calcaires. Cette série, à faciès « Culm » assez net, a été attribuée au Viséen.

Le Trias comprend ses trois étages typiques². Le Lias est représenté par une série calcaire puissante, avec quelques intercalations marneuses. Au-dessus, le Bajocien constitue le terme le plus élevé de la série secondaire ; il a un faciès marneux, et contient d'abondants gisements de Céphalopodes³.

Quelques lambeaux de Miocène sont visibles au contact de la faille marginale de la dépression.

STRUCTURE TECTONIQUE. *La zone nord.* L'alure plissée de la Serra de Miramar⁴ passe vers l'W à celle, tabulaire, de la Serra de Prades. Des fractures nombreuses se sont développées entre les deux.

Le bord sud-est de la Serra de Prades montre une flexure faillée. Entre les villages d'Alcover et Picamoixons on peut très bien observer les calcaires de la « cuesta » triasique dessinant une flexure nette, s'adaptant ainsi à la faille bordière, ce qui donne lieu à des fractures locales. Certains blocs ainsi délimités sont restés dans des positions peu stables, facilitant leur glissement ultérieur vers le pied de la falaise constitué déjà par du Paléozoïque ; les marnes du Buntsandstein supérieur ont d'ailleurs joué un rôle de lubrifiant dans ces mouvements.

Ces blocs glissés sont bien représentés aux environs d'Alcover. Il s'agit partout de lambeaux de calcaires du Trias moyen qui reposent directement sur les schistes primaires. Les calcaires des lambeaux les plus importants montrent des pendages périclinaux. Le Buntsandstein sous-jacent est très tectonisé, et les calcaires montrent de petites failles à déplacement horizontal ou même de petits décrochements. Dans l'ensemble, on observe bien le glissement des lambeaux calcaires, ainsi que le laminage plus ou moins complet du Buntsandstein.

Au N de Reus, tout près de Castellvell, d'autres blocs calcaires subsistent. Bien que, du fait de l'érosion, ils soient actuellement assez éloignés du bord de la falaise triasique de la Serra de Prades, leur individualisation et leur disposition paraissent relever du même phéno-

1. Note présentée à la séance du 19 janvier 1959.

2. VIRGILI C. et JULIVERT M. (1954): El Triasico de la Sierra de Prades. *Est. geol.*, n° 22, p. 215-242, 4 fig., 1 carte.

3. BATALLER J. R. (1916): El Jurásico de la provincia de Tarragona. *Trab. Mus. nac. Cienc. nat., ser. geol.*, n° 29.

4. JULIVERT M. (1955): Geología de la Sierra de Miramar. *Mem. y Com. Inst. geol. Prov., Barcelona*, t. 13, p. 79-121, 14 fig., 2 pl.

mène. L'ermitage de Santa Anna, près de Castellvell est situé sur un de ces blocs, en contact déjà avec la faille bordière de la dépression du Campo de Tarragona. On peut constater, là précisément, que le Miocène marin a recouvert cette faille, qui a encore joué faiblement plus tard.

Plus à l'W, les collines appelées « Puigs » montrent d'autres exemples des mêmes dispositifs. Les calcaires du Muschelkalk reposent presque directement sur les schistes à faciès « Culm » ; le Buntsandstein est réduit à un coussinet d'à peine 0,5 m d'épaisseur. Les calcaires présentent de petits plis, rabotés par le glissement sur la surface des schistes.

Il faut signaler enfin qu'aux environs de Castellvell, la faille unique bordant la dépression est remplacée par un petit système de failles qui se relaient.

La zone nord-ouest. On remarque dès l'abord la notable augmentation de puissance du Trias par rapport à celui de la zone du Nord. Les autres caractères stratigraphiques subsistent cependant sans changement. Le Trias est surmonté par le

Lias assez complet auquel fait suite le Bajocien. Des niveaux plus élevés du Jurassique sont représentés au-delà de cette zone et vers l'Ouest. La puissance totale de la couverture secondaire atteint alors 500 m.

Au km 35 de la route de Pratdip à Tivissa, des calcaires liasiques contenant des *Pecten* et des Bélemnites se trouvent en dessous de marnes rouges et de calcaires à *Daonella*. Ce même niveau du Trias repose par chevauchement aux km 37-38 de la dite route, sur des calcaires et des marnes grises qui contiennent une faune bajocienne typique.

Une telle coupe pourrait, en principe, être interprétée comme correspondant à une faille inverse. Mais la route du village de Llavèria montre de beaux profils qui permettent de suivre le chevauchement bien plus au N ; encore au-delà du village, les marnes du Keuper surmontent les calcaires du Lias supérieur. Le lever de la carte dans ce secteur permet d'évaluer l'ampleur réelle de cet accident : le chevauchement atteint 6 km de déplacement sur un front de 4 km.

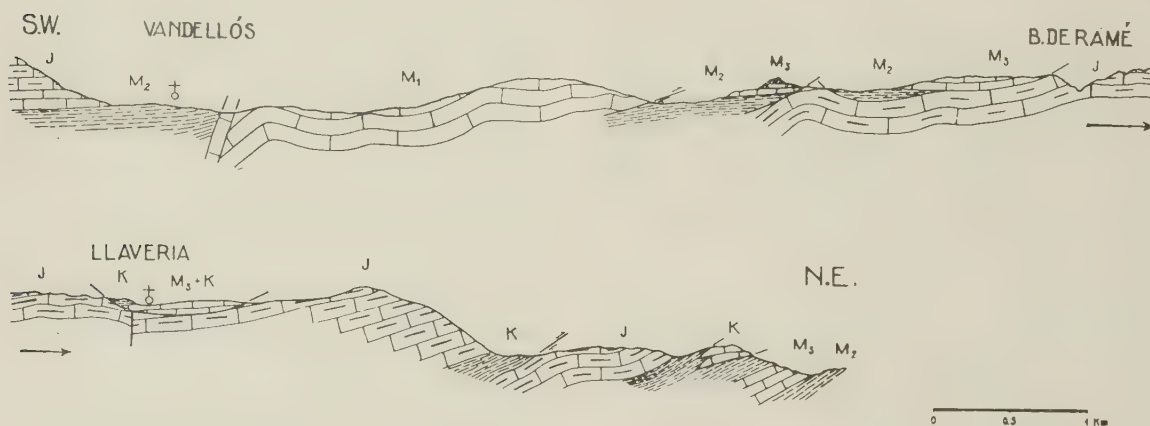


FIG. 1. — Coupe géologique passant par Vandellòs et Llavèria.

J : calcaires et marno-calcaires du Bajocien et du Lias ; K : dolomies et argiles du Keuper ; M₃ : calcaires à *Daonella* (Muschelkalk sup.) ; M₂ : argiles et marnes rouges (Muschelkalk moyen) ; M₁ : calcaires du Muschelkalk inf.

D'autre part, l'érosion a creusé dans le Trias chevauchant plusieurs petites fenêtres faisant apparaître le Lias ou le Jurassique sous-jacents. C'est précisément dans l'une d'elles que se trouve le fameux gisement de Céphalopodes de Mas Ramé.

Vers Pratdip et Vendellòs, le style tectonique du Trias est très mouvementé. Il paraît en grande partie lié au développement que prennent les marnes de l'assise rouge du Muschelkalk.

Les failles inverses et les contacts mécaniques sont très fréquents.

Par exemple, dans la Serra de Cabrafiga, les marnes rouges de la dite assise sont légèrement chevauchées par des calcaires du Muschelkalk inférieur. Cet accident se prolonge à l'W de Pratdip jusqu'aux abords de Remulla. Le flanc sud du chaînon montre des calcaires à fort pendage (80°) ainsi que l'individualisation de blocs

glissés par gravité dont quelques-uns ont un volume assez considérable.

Au col del Guix, situé entre la Serra de Lla-veria et la Mola de Colldejou, les marnes et gypses du Keuper qui constituent la base du chaînon mentionné ci-dessus butent de façon anormale contre les calcaires du Lias de la Mola. Le front nord de cette base est formé par une « cuesta » puissante, sans autre accident qu'un faisceau d'écaillés en face du village de Torre de Fontaubella.

Un autre dispositif comparable est visible sur la route de Vendellos à l'Hospitalet de l'Infant. Près de Vandellos, les marnes rouges du Muschelkalk moyen entrent en contact mécanique avec les calcaires du Muschelkalk inférieur. A partir du km 9, l'accident devient moins apparent parce qu'il se développe dans les calcaires, jusqu'aux abords de la faille marginale du Campo de Tarragona. On peut néanmoins le suivre sans

trop grandes difficultés. Des failles satellites à faible rejet accompagnent en beaucoup d'endroits l'accident principal.

CONCLUSIONS. — Les deux zones décrites présentent donc des styles tectoniques différents. La Serra de Prades a une structure en très larges plis avec quelques failles. Cette allure résulte probablement de la faible plasticité du socle où des phénomènes de métamorphisme ont joué un rôle important, du fait des masses granitiques qui affleurent largement sur son bord sud.

La zone de Llaveria-Vandellos a une couverture secondaire plus puissante. Il semble probable que son substratum fut épargné par le métamorphisme, ce qui lui conserva une plus grande plasticité. En tout cas c'est dans cette zone que la couverture présente une structure en plis souples qui s'accompagnent du grand chevauchement et des autres accidents décrits ci-dessus.

Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen

par Jean-Philippe MANGIN¹.

Sommaire. — La première partie de cette note résume succinctement une thèse [Mangin, 1958 d] consacrée au Nummulitique sud-pyrénéen affleurant à l'W de l'Aragon ; la stratigraphie est basée sur l'enchaînement global des faits sédimentaires et micropaléontologiques et légitime une histoire orogénique continue entre un léger mouvement post-cuisien (Lutétien inférieur) et les plissements majeurs de la fin de l'Oligocène (ou du début du Miocène). Quelques études sédimentologiques spéciales proposent, entre autres, une théorie sur la genèse du Flysch. Dans sa deuxième partie, cette note résume une série d'hypothèses sur l'histoire générale de la chaîne au Nummulitique ; elles prennent leurs racines dans les découvertes effectuées dans le secteur sud-occidental et s'appuient, d'autre part, sur l'examen des coupes classiques du domaine pyrénéen comme sur l'abondante littérature parue jusqu'ici et qu'aucune synthèse n'avait encore résumée.

Le versant méridional des Pyrénées offre à l'examen une série nummulitique largement représentée en un vaste pays montagneux s'abaissant lentement de la zone axiale au bassin de l'Èbre ; la tectonique affectant cette série est parfois complexe, mais le plus souvent se montre lisible et très fréquemment se résume à un plissement assez simple. Débarrassé en outre sur une large surface de toute formation récente et mal recouvert d'une maigre végétation, ce versant se prête, dans des conditions idéales, à une étude stratigraphique.

Il m'a paru nécessaire de faire la liaison entre la série stratigraphique du Nummulitique telle qu'elle a été admise sur le versant français des Pyrénées et celle qui se présente sur le versant méridional ; les terrains de même âge y offrent, en effet, de nombreux points de comparaison, quel que soit le faciès considéré, et, si on ne peut entreprendre d'étude sur le versant méridional sans connaître le mieux possible les affleurements nord-pyrénéens, ceux-ci ne s'expliquent et ne s'ordonnent qu'à l'aide des coupes complètes qu'il n'est possible de lever qu'en Espagne.

LES DONNÉES ANTÉRIEURES. — Cette étroite similitude des séries des deux versants de la chaîne pose le problème de la valeur de l'échelle stratigraphique adoptée couramment pour le Nummulitique pyrénéo-aquitain : en effet, les « étages » juxtaposés jusqu'ici par différentes écoles d'auteurs ne peuvent pas toujours être replacés dans une succession complète telle qu'en offre le versant espagnol. Plusieurs raisons

à cela interfèrent d'ailleurs entre elles et ont des origines lointaines et confuses ; par exemple *raisons stratigraphiques* comme celle-ci : dès 1917, H. Douvillé faussait la stratigraphie du Nummulitique aquitain lorsqu'il remplaçait — contre l'avis de ses prédécesseurs — les couches de Gan dans l'Éocène inférieur parce qu'une série assimilée (celle de Bos d'Arros) contenait *N. lucasi* jugée « moins évoluée » que *N. laevigatus* qui caractérisait ailleurs le Lutétien inférieur. Les marnes de Gan contenaient-elles des Assilines et Nummulites connues jusqu'alors dans le Lutétien ? Peu importe : désormais, ces fossiles deviendront caractéristiques de l'Éocène inférieur. Cette division du Nummulitique prend donc de l'importance, tandis qu'elle n'existait pas jusqu'à pour des auteurs dont H. Douvillé, et l'évolution des Nummulites, si discutable, tourne au maître-argument, encore utilisé de nos jours pour mener à des résultats discutables [Schaub et Schweighauser, 1950].

Notons que, plus récemment, la présence de l'Éocène inférieur est à nouveau discutée ; un auteur tente de montrer, en se basant sur une hypothèse, une lacune à Tercis, allant du Danien à l'Yprésien ; cette hypothèse est malheureusement reprise sur un plan plus général par le « Traité » de M. Gignoux, ce qui tend à accréditer l'idée ancienne d'une lacune de sédimentation de l'Éocène inférieur en Aquitaine.

Vers l'Est, c'est la série stratigraphique des

1. Note présentée à la séance du 2 février 1959.

niveaux continentaux qui se montre, à l'examen, établie à l'aide de fossiles définis sur place !

Juxtaposées, ces diverses données, si on les reporte sur une carte paléogéographique, amènent à une répartition chaotique, sans interprétation possible : c'est qu'une *deuxième raison* de douter de la valeur de la succession stratigraphique établie tire son origine de l'absence de corrélations d'ensemble entre les divers résultats. Certes, un essai est bien tenté qui aboutit au schéma donné dans les traités récents, celui du recul vers l'W durant la période nummulitique du « golfe aquitain ». On se heurte là à diverses contradictions : curieux golfe aquitain qui, bien que s'approfondissant d'E en W, voit des lacunes de sédimentation de l'Éocène inférieur se produire dans sa partie réputée la plus profonde tandis que ce système se développe remarquablement vers les rivages orientaux (Petites-Pyrénées, par exemple) ! Si ces lacunes sont d'ordre tectonique, comment admettre que la partie orientale, soulevée la première, ait conservé ses affleurements du même Éocène inférieur et qu'ils aient disparu en domaine aturien ?

Cette simple question en entraîne d'autres, relatives aux hypothèses actuelles, subies plutôt qu'admises, sur l'orogénèse de la chaîne. Étrange paroxysme pyrénéen qui, dit-on, dresse la chaîne plissée dès le Lutétien... sauf à l'W, au S et à l'E toutefois, où les sédiments oligocènes sont redressés avec l'ensemble des terrains sous-jacents ; sauf aussi, peut-être, au centre où les

célèbres poudingues de Palassou, eux-mêmes, sont souvent subverticaux ! Étrange chaîne lutétienne qui ne fournit qu'un volume relativement restreint de poudingues et s'entoure d'un « Bartonien » composé de marnes bleues marines ou de molasse aleuritiques !

La dissonance des différentes données relatives au Nummulitique pyrénéen s'accroît si on y ajoute celles fournies par l'étude du versant méridional qui ne concordent d'ailleurs pas toutes entre elles : certains auteurs, par exemple, y admettent l'existence de l'Éocène inférieur, d'autres la contestent ; l'étude du Flysch est à peine ébauchée et la place du « Garumnien » est loin d'être exactement située. Cet aspect disparate est surtout dû à l'indépendance presque totale des recherches menées de chaque côté de la chaîne, suivant l'ancienne idée de E. Haug selon laquelle les deux pays sud et nord-pyrénéen provenaient de deux géosynclinaux tout à fait indépendants.

Aucun travail n'avait été entrepris pour essayer de synthétiser les résultats acquis et d'en tirer une histoire cohérente du domaine pyrénéen au Nummulitique. Sur une idée de R. Ciry, j'essayai de grouper les faits rassemblés dans la bibliographie existante : la disparité des données était telle qu'aucun résultat ne pouvait en être déduit. Une échelle stratigraphique solide et homogène s'imposait : elle a pu être établie, me semble-t-il, dans le secteur sud-occidental des Pyrénées pour les raisons que j'ai indiquées plus haut.

La stratigraphie du Nummulitique pyrénéen.

S'il est donc difficile de vérifier, en Aquitaine, fort recouverte de sédiments récents, une succession du Nummulitique, il est plus riche d'enseignements d'étudier minutieusement les séries complètes de certains secteurs du versant méridional qui offre une variété de faciès suffisante pour représenter tous ceux du domaine pyrénéen ; cependant il eut été stérile de décrire une succession que rien n'aurait rattaché aux « étages » déjà connus sur le versant nord ou en Aquitaine. Il était donc indispensable de tenter de retrouver une définition valable des « étages » du Nummulitique dans leur localité-type en Aquitaine, et si possible sur le versant sud ; *c'est au cours d'une telle recherche que s'apprécie la faiblesse quasi générale des définitions d'étages*. Cette reconstitution terminée, avec les éliminations qui s'imposaient (Thanétien, Sparnacien, Bartonien, etc...), il devenait possible d'y rac-

corder les éléments recueillis sur le terrain, ceux-ci amenant d'ailleurs telle ou telle rectification de l'échelle classique, fort incomplète. C'est donc une sorte de *symbiose* entre faits et interprétations qui a permis la composition de l'échelle stratigraphique qui va suivre.

Deux critères ont été employés : la succession des Foraminifères et notamment des espèces pélagiques, et l'enchaînement sédimentaire. Les bases de ce travail sont donc *micropaléontologiques* et *sédimentologiques*. En réalité, ce sont les événements dans leur ensemble qui ont légitimé les coupures proposées ; il paraît en effet plus simple de se baser, à l'échelle d'un édifice orogénique comme celui des Pyrénées par exemple, sur les grandes époques de sa formation pour y rapporter les épisodes mineurs, locaux, qui ont pu influencer une sédimentation dans un périmètre limité, sédimentation amenant

là un biotope particulier. Une telle vue synthétique paraît préférable à la description d'une série de *formations*, souvent assemblées en une vraie mosaïque — surtout dans une zone tectonique — ou de *faunizones* dont l'enchaînement n'est pas toujours en rapport étroit avec le déroulement des faits géologiques.

La région étudiée, qui s'étend sur 5 200 km² de terrains nummulitiques, sur le versant de l'Èbre entre le méridien de Santander et celui de Jaca, a donné le type des différents « chapitres » qui vont être exposés et qui pourraient bien se retrouver dans la majeure partie du domaine pyrénéen.

Trois faisceaux de faits découlent de l'étude systématique effectuée :

a) le Maestrichtien semble terminer l'histoire du Crétacé ; c'est par le Danien, bien défini maintenant, que débiterait donc la série du Nummulitique [Mangin, 1957 a] ;

b) le terme de « Paléocène » n'a pas de raisons d'être maintenu sauf pour des examens superficiels [Mangin, 1957 b] ;

c) la série nummulitique comporte les termes suivants : Danien, Montien, Landénien, Cuisien, Lutétien, « Niveau de transition » ; Éocène supérieur proprement dit et Oligocène à quatre termes avec une base parfois marine, pouvant équivaloir au Sannoisien-Stampien. Les trois premiers de ces « chapitres » passent en milieu continental au *faciès garumnien* qui débute avec le Maestrichtien auquel il n'est pas seulement cantonné, comme le pensent bien des auteurs depuis L. M. Vidal, ce qui les amène quelquefois à douter de la présence de l'Éocène inférieur.

Ces subdivisions ont déjà été signalées [Mangin, 1958 b et c] ; je ne ferai donc que rappeler brièvement ici leurs supports lithologiques et micropaléontologiques afin de les utiliser ensuite pour relater l'histoire de ce secteur de la chaîne.

LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE. — Le dernier étage du Crétacé, sur lequel vient la série nummulitique, est le *Maestrichtien*. En milieu continental, il se montre sous un faciès garumnien d'argiles bariolées coupées de bancs de grès versicolores qui passent latéralement à des grès, du type des grès d'Alet, et à des horizons de conglomérats ; dans la zone néritique, ce sont les calcaires « *nankin* » typiques des Petites-Pyrénées ou des marnes très gréseuses avec une faune identique (*Orbitoides*, *Siderolites*, *Omphalocyclus*). L'ensemble passe vers le large à des marnes plus fines, roses ou grises, souvent micacées, à *Pseudotextularia varians*, *Gumbelina globulosa*, *Globotruncana arca* et *Globigerinella aff. Gl. messinae*,

etc. ; ces marnes peuvent être remplacées par du *flysch* noir, terreux ou gris, avec une faune identique mais très dispersée. L'ensemble a toujours le cachet détritique résultant de la glyptogénèse d'un relief réduit, à la fin d'une période chaude.

— Le *Danien* rompt assez brutalement avec cet habitus. Le faciès garumnien persiste sur le continent avec l'élaboration de calcaires lacustres, et c'est aussi un calcaire dolomitique, magnésien ou lithographique à Miliolites et Tubitextulaires qui prédomine en domaine néritique, sans aucun apport terrigène. Vers le large se déposent des calcaires peu marneux, noduleux, à rares petites Globigérines (celles de Fakse, à test mince, *Globigerina pseudobulloides*, *Gl. triloculinoides*, *Gl. aff. daubjergensis*) et *Globorotalia compressa*. Plus d'apports ou très peu, une raréfaction brutale de la faune et de la microfaune réduite assez brusquement à quelques espèces sur lesquelles repose l'avenir et qui préludent timidement à l'expansion nummulitique. Tout concourt ici à opposer le Maestrichtien et le Danien dont le cachet tertiaire semble affirmé.

— Le *Montien*, en effet, lui succède en continuité. Sur le continent, toujours le Garumnien avec des calcaires à Bulimes et des marnes rouges à Algues (type Vitrollien) ; en milieu marin se déposent, en continuité sur ceux du Danien, des calcaires à Miliolites et à Algues (*Lithothamnium* et *Microcodium*) avec *Discocyclusina seunesi*, *Operculina pseudoheberti*, *Planorbulina antiqua* et *Rotalia trochidiformis* qui accompagnent un moment les Globigérines issues du Danien et *Globigerina imitata*, *G. perclara*, *G. elongata*, *G. varianta* et surtout *G. triloculinoides*, espèce qui persistera longtemps. Mais ces calcaires semblent se déposer en *tous points du domaine marin* qui doit donc avoir présenté des conditions bathymétriques homogènes, de faible profondeur (fréquence des calcaires à Polypiers). Rares passages marneux à Globigérines. C'est donc un épisode de stabilité, sans apports, mais de climat chaud.

— Le *Landénien*, toujours sous faciès garumnien en milieu continental (argiles, grès, conglomérats), est représenté, en domaine néritique, par deux niveaux superposés : à la base, un triple épisode calcaire à Miliolidés et *Miscellanea*, puis à Alvéolines allongées et déformées avec les premiers *Opertorbitolites*, enfin à Alvéolines typiques (*Al. ovulum* = *Al. primaeva*?) et *Fallostella alavensis*, avec *Operculina heberti*, *Discocyclusina tenuis* et des *Asterodiscus* ; au sommet, un niveau détritique peu épais avec *Ostrea perangusta* ou *O. uncifera*. Mais les conditions de dépôt

ont varié depuis le Montien et une différenciation apparaît dans la sédimentation, beaucoup plus détritique vers le large : marnes à Truncorotalidés (*Truncorotalia angulata*, *Tr. aequa*, *Globorotalia elongata*, etc...) et Globigérines (*Globigerina*, *eocenica*), ou du flysch marneux puis plus gréseux avec la même faune. Au sommet, apparaissent *Truncorotalia acuta* et *Tr. velascoensis*. Résolument plus détritique que le Montien, surtout au sommet, le Landénien s'achève donc sur un épisode nettement régressif et témoigne dans son ensemble d'une reprise de l'activité épirogénique.

— Le Cuisien, partout transgressif, jusque sur le groupe garumnien, est typiquement représenté par un calcaire à Alvéolines dont *Al. oblonga*, caractéristique de l'étage (= *Al. subpyrenaica*?). Passant souvent à des récifs, ce calcaire témoigne de faibles profondeurs partout répandues, signe certain du remplissage, durant le Landénien, de l'aire de sédimentation. Les intercalations marneuses sont rarissimes avec fort peu de *Globorotalia* (*Gl. gr. aragonensis*). Dans les calcaires, les petites Nummulites classiques : *N. globulus*, *N. guettardi* puis *N. ataticus*. Toujours les Discocyclines étoilées qui vont disparaître jusqu'à la fin du Lutétien (*Asterodiscus stella*, notamment).

L'Éocène inférieur forme donc un tout dans lequel la notion de Paléocène, opposée à celle d'Éocène inférieur seulement représenté par le Cuisien, apparaît étrangement périmée : rien ne sépare les faunes du Landénien de celles du Cuisien et la filiation sédimentaire et paléontologique du même Cuisien prend clairement ses racines dans le Montien, qui procède du Danien.

A la fin de l'Éocène inférieur, un mouvement généralisé déforme quelque peu les niveaux, déposés jusqu'ici en concordance ; rien de très marqué mais des ondulations à large rayon de courbure amenant un début de démantèlement et, de ce fait, les couches ultérieures se déposent sur une surface gauchie.

— C'est d'abord le Lutétien dont la base est toujours inconnue (même dans ses localités-types) puisqu'il est transgressif ; le terme de Lutétien inférieur paraît donc sans signification. Les couches lutétiennes s'installent généralement dans les limites géographiques du Cuisien et se montrent sous forme de calcaires à Nummulites (des groupes *N. aturicus* et *N. millecaput*), à Assilines (toutes les espèces), à Discocyclines (*Discocyclina discus*) et à Alvéolines du groupe *A. elongata* ; avec aussi *Eorupertia magna* et *Fabiania cf. cubensis* : ces calcaires comportent fréquemment des intercalations de récifs à Poly-

piers et de lumachelles. Au large, témoignage d'un fond à nouveau en mouvement, des marnes coupées de bancs calcaires à Assilines et *Nummulites millecaput* et surtout du flysch avec de rares Microforaminifères² : *Globigerina* (*Catapsydrax*) *dissimilis*, *G. linaperta*, *Globorotalia bullbrooki*, *Porticulasphaera mexicana*, etc...

— Vient ensuite le « Niveau de transition » (analogue à l'Auverisien de J. Boussac). En domaine néritique, c'est un nouvel épisode régressif avec des calcaires gréseux, en plaquettes (*Globigerina yeguaensis*, *Globorotalia rohri* et des *Asterodiscus*) ; dans la zone du flysch, celui-ci est plus gréseux et parcouru de décharges conglomératiques. Encore quelques Foraminifères lutétiens (rares et furtives *Nummulites aturicus*, *Eorupertia magna*, *Fabiania cf. cubensis*) mais aussi, déjà, *Nummulites striatus* et *N. contortus*.

— Durant l'Éocène supérieur proprement dit on assiste au retour d'un régime plus calme avec le dépôt de marnes grises ou bleues, gréseuses mais fines. Microforaminifères typiques de Biarritz (Bain des Basques) essentiellement, avec *Globorotalia centralis*, *Halkyardia minima*, *Bolivina nobilis*, *Marginulina behmi*, *Nonion halkyardi*, etc... et, vers le sommet, des intercalations de calcaires gréseux à *Nummulites striatus-contortus*.

L'Éocène moyen et supérieur paraît donc former un tout passant par un stade plus régressif au cours du « Niveau de transition » ; le remplissage des aires de sédimentation par du matériel fin semble être acquis à la fin de l'Éocène supérieur et, s'intercalant au sommet des marnes bleues (sédiments réputés autrefois profonds !), apparaissent des bancs de calcaires gréseux à Bryozoaires, passant à de rares massifs de Polypiers. Ces faciès d'émersion finissent par prédominer, dans lesquels on rencontre, avec encore quelques rares représentants du duo *Nummulites striatus-contortus*, les premières Nummulites de cachet oligocène (*N. fabianii*, *N. intermedius*) et les Operculines (*Operculina alpina*) des couches du phare de Biarritz. C'est l'Oligocène qui débute avec cette tendance à l'émersion : il se présente sous la forme de grès à ripple-marks intercalés parfois de rares bancs conglomératiques et de passées de gypse. Lorsque l'halogénèse a pu se poursuivre, des sels de potasse apparaissent aussi. Le faciès continental s'installe ensuite définitivement et c'est le dépôt de très importantes formations de molasse, typique, à disposition cyclothématique

2. Pour faciliter la lecture sans illustrations, toutes les formes citées sont rapportées aux figurations récentes in LOEBLICH et collab. (1957) : Studies on Foraminifera. Bull. U. S. nat. Mus., n° 215. Les grands Foraminifères sont déterminés sur topotypes.

le plus souvent. Vers la partie supérieure apparaît un banc épais de conglomérats, puis la molasse se poursuit avec d'importants niveaux de gypse.

L'ensemble des *quatre termes* de cette formation : faciès d'émersion (grès à ripple-marks ou conglomérat), molasse continentale, nouvel épisode conglomératique et molasse supérieure à gypse, est à ranger dans l'Oligocène, bien défini à sa base par des *faunes marines*. Le sommet est beaucoup plus difficile à dater ; il est cependant tronqué, après plissement de toutes les couches y compris de la molasse supérieure, par des niveaux subhorizontaux dans lesquels est connue une abondante faune d'un Miocène déjà élevé.

LA TECTONIQUE DE LA ZONE ÉTUDIÉE. — Le secteur considéré, dans lequel, on l'a vu, se développent la quasi-totalité des faciès du Nummulitique pyrénéen³, montre également un bon exemple du style tectonique des Pyrénées et peut être considéré comme un échantillon complet des diverses manifestations de l'orogénèse pyrénéenne.

Sur le plan tectonique, le style le mieux représenté est celui des « plis de couverture » qui suggèrent inévitablement l'idée d'un glissement d'ensemble sur un plan incliné. Ce glissement est facilité par certains clivages qui se produisent au sein même des couches et surtout dans le milieu supérieurement plastique du flysch. De plus, lorsque ces plis affectent une certaine amplitude, leur « tête » peut aboutir à un véritable déversement, voire à une sorte d'encapuchonnement. Enfin, cette plasticité semble acquise même par les couches calcaires immiscées dans le flysch qui paraissent subir, sans fractures, le sort général de la masse ; la plasticité des calcaires est un fait d'ailleurs étonnant à l'échelle de certains plis comme ceux des « Sierras sous-pyrénéennes ».

Ce style s'accommode donc de la régularité du plissement dont tous les éléments sont asymétriques et tendent au déversement vers le S ; il ne peut s'agir, en aucun cas, de « poussée tangentielle » mais de glissement sur un plan incliné, au pied duquel les mouvements de plissement sont les plus importants et peuvent, mais très rarement, marquer un léger déversement au N sous l'effet de « bourrage ».

Les *plis de couverture* montrent deux orientations majeures : l'une, plus répandue, suit l'axe général de la chaîne et pourrait porter le nom de direction « pyrénéenne » (WNW-ESE) ; l'autre correspond sensiblement à l'orientation des massifs hercyniens du tréfonds, surgis tardivement, semble-t-il, dans ce que j'appelle *localement* la

direction « basque » (WSW-ENE). L'allure arquée des plis de couverture a pour résultat d'atténuer l'effet d'intrication, et de « rattraper » en quelque sorte par un mouvement amorti les angles vifs formés entre les plis préfigurés durant le Nummulitique, selon l'orientation du « détroit pyrénéen », et les panneaux du tréfonds qui remontent selon leur tracé hercynien [Mangin, 1958 d, p. 591-593].

Cependant dans le domaine néritique et épiconinental, où le calcaire est roi, prédomine un style de larges ondulations, souvent fracturées de failles de socle ou percées de remontées diapiriques. Dans bien des cas, la tectonique est celle du *revêtement* d'un socle peu profond. Ici encore, on reconnaît l'influence des deux mouvements essentiels de la mise en place de la chaîne, et si l'orientation d'ensemble est bien pyrénéenne, la surrection de massifs profonds retentit sur les larges plateaux calcaires par l'alignement de failles majeures et des diapirs dans la « direction basque » [Mangin, 1958 d, p. 525-530].

ÂGE DES MOUVEMENTS. — Ceci amène tout naturellement à poser la question de l'âge des mouvements : dans le domaine étudié, toute l'histoire nummulitique — et probablement, une bonne partie de l'histoire antérieure — s'ordonne autour d'un *continent de l'Èbre*, au rivage bien mis en évidence de Villarcayo aux Sierras sous-pyrénéennes, bordant au S un golfe ou un détroit occupant alors la place de l'actuelle chaîne. Deux mouvements notables affectent ce domaine marin, de fond instable nous l'avons vu ; le premier, d'*ordre épirogénique*, consiste en une faible ondulation, à large rayon de courbure, intervenant aussitôt après le dépôt du Cuisien, donc probablement au Lutétien inférieur. Les rides provoquées s'alignent sur le rivage, c'est-à-dire en direction « pyrénéenne ». Une faible période d'abrasion, peut-être sous-marine en bien des points, suit cet épisode et c'est la transgression lutétienne sur un pays gauchi. Le deuxième mouvement, de retentissement très important, affecte tout le matériel déposé jusqu'à l'Oligocène final et provoque les plissements qui donnent la chaîne actuelle ; ils sont à dater au moins de l'*Oligocène terminal*, peut-être même du *Miocène*.

Mais à vrai dire, dès le signal donné par les ondulations du Lutétien inférieur, le mécanisme de surrection du *bâti axial* morcelé se met en mouvement et aboutit à une exondation de la

3. La sédimentation continentale du groupe Éocène moyen-Éocène supérieur est bien représentée à l'W de la zone étudiée (région de Villarcayo).

couverture sédimentaire de ce bâti entre Lutétien terminal et « Niveau de transition » ; dès lors, le processus est renversé : le continent de l'Èbre, qui s'effondre lentement, change son rôle de province distributrice contre celui d'aire de sédi-

mentation pour les produits de glyptogénèse arrachés aux basses terres axiales récemment exondées et revêtues de sédiments saisis en voie de diagenèse. La chaîne est dès lors en formation. L'avancée de l'intumescence axiale, facilitée,

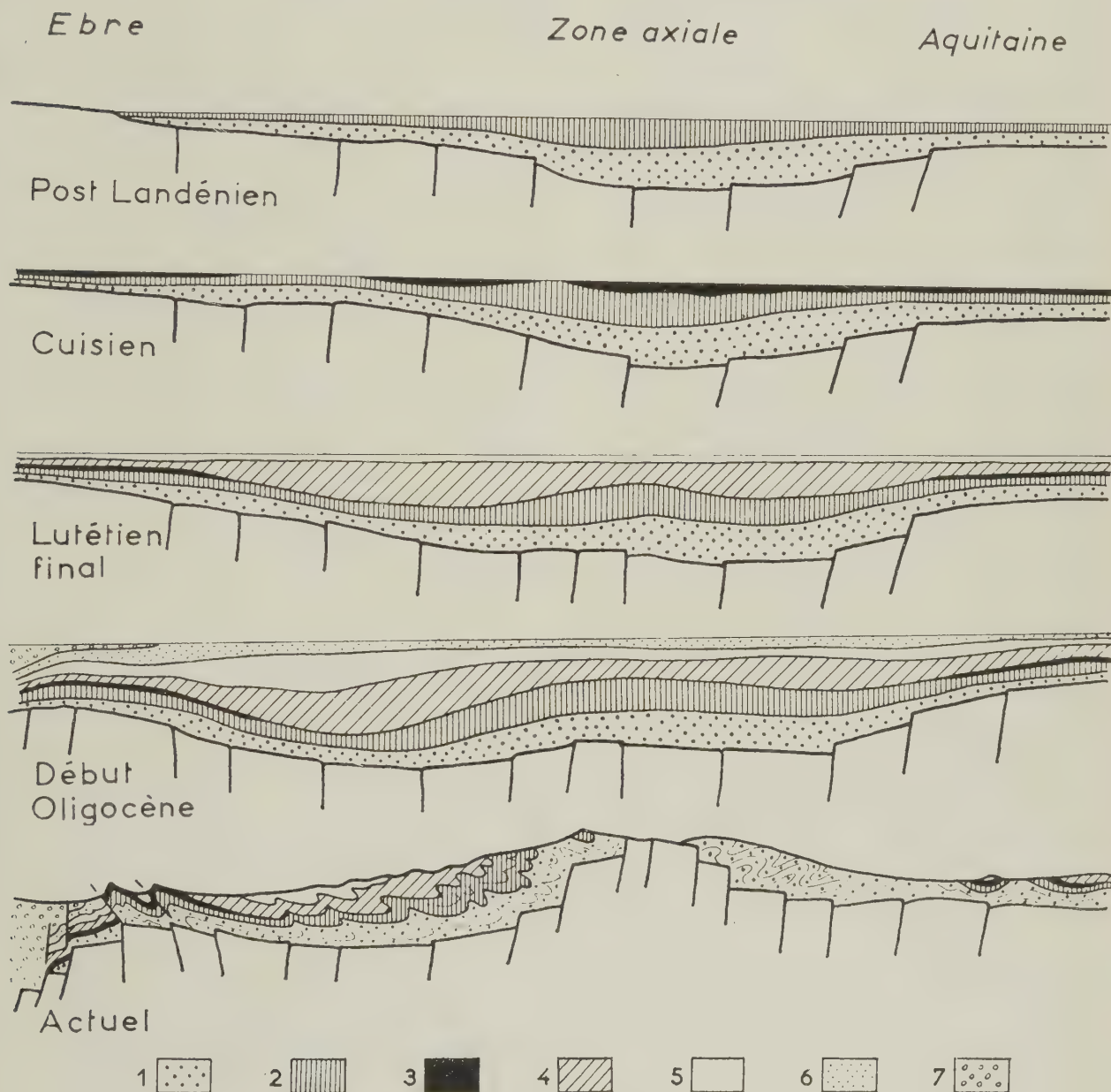


FIG. 1. — Coupes schématiques.

Cette suite de coupes schématiques montre le déroulement supposé de l'évolution du bâti hercynien et de son revêtement antémaestrichtien (blocs en blanc) comme de la couverture postérieure, dans la *partie occidentale* de la chaîne entre Peyrehorade et Sangüesa, par exemple.

1 : Maestrichtien ; 2 : Danien à Landénien ; 3 : Cuisien ; 4 : Lutétien ; 5 : « Niveau de transition » ; 6 : Éocène supérieur proprement dit ; 7 : Oligocène.

voire entretenue, par l'enfoncement progressif du continent de l'Èbre rejette, toujours plus au S, la sédimentation de l'Éocène supérieur puis de l'Oligocène. Ce n'est que lorsque le déséquilibre entre surrection axiale (qui va se précipitant et finit par faire apparaître l'Hercynien) et zone déclive de l'Èbre sera suffisant que la couverture se décollera et se plissera ; beaucoup plus amincie aux abords de la surrection axiale, décapée de longue date, la couverture sera enrichie d'autant dans le jeune bassin de l'Èbre où le plissement sera donc plus notable bien qu'amorti. Il atteindra les *dernières couches de molasse* déposées et ne sera recouvert, en discordance, que par le Miocène élevé. C'est donc au cours d'une sorte de « continuum » que s'est mise en place la chaîne plissée dans le domaine étudié et si les efforts d'orogénèse paraissent trouver leur terme dans le spectaculaire mouvement final de l'Oligo-Miocène, ils sont profondément enracinés dans diverses tentatives préliminaires : retentissants mouvements crétacés, timide prélude landénien, discret signal du Lutétien inférieur qui met en branle le mécanisme désormais inexorable de la remontée des panneaux axiaux, lequel aboutira, peu à peu, aux glissements généralisés qui donneront son aspect à la chaîne. Au reste, d'ultimes retouches et peut-être d'importance, modèleront, plutôt d'ailleurs par mouvements verticaux d'ensemble, la physionomie des Pyrénées auxquelles l'érosion donnera le modelé montagneux actuel (fig. 1).

Plusieurs conclusions structurales se dégagent donc sur le plan régional et, notamment, le morcellement du tréfonds, la remontée « tardive » de panneaux sur un véritable schéma hercynien au sein d'une jeune direction pyrénéenne et leur liaison avec le bâti asturien, liaison traduite par les mouvements de la couverture et du revêtement. Quant aux « phases » orogéniques, tout porte à croire qu'il convient, au moins ici, d'abandonner l'idée de paroxysmes trop nettement définis dans le temps et séparés de phases de répit ; il semble préférable de parler d'un effort soutenu, de longue haleine, étagé, pour le Tertiaire ancien, du Landénien au Miocène, et ordonné autour de la surrection lente de panneaux du tréfonds à travers une couverture récente plus ou moins épaisse.

LE FACIÈS FLYSCH. — [Par parenthèse, un tel schéma permet une hypothèse sur la genèse du faciès flysch, corroborée par les faits en Navarre. Au Lutétien, c'est le continent de l'Èbre, assez aplani, qui sert de province distributrice, emplissant de débris plus ou moins fins l'aire septen-

trionale et subsidente de sédimentation et ses entours. Le flysch se dépose alors de Navarre en Catalogne et se trouve conservé actuellement au pied des massifs axiaux. J'ai montré qu'il s'assimilait parfaitement au flysch le plus authentique⁴ et son dépôt peut être ici expliqué de la façon suivante.

En mouvement continu de bascule, la large table du continent de l'Èbre, prolongeant au N une vaste Meseta, alimente constamment l'aire subsidente en matériaux généralement fins (aleurites et pélites) qu'emmènent au large de puissants courants d'eau douce ; la sédimentation n'a lieu qu'avec la coagulation en masse de la charge de ces courants qui n'intervient que lors du mélange eau douce-eau salée et souvent loin du rivage : l'ensemble se sédimente en « nuage » sans granoclassement, ce qui rend compte du dispositif de chaque lit du flysch et ce qui implique une profondeur relativement faible pour éviter l'élutriation des éléments au cours de la descente dans l'épaisseur de la tranche d'eau. Les alternances des matériaux grossiers et fins peuvent, certes, trouver leur origine dans une préparation climatique cyclique, mais aussi dans le mécanisme d'érosion lui-même à la recherche perpétuelle d'un équilibre jamais atteint sur ce continent qui bascule inexorablement : lorsque l'équilibre érosion-sédimentation est proche, le continent n'envoie que des pélites, puis cesse toute émission, ce qui permet l'installation d'un diasthème. Dès que le profil d'équilibre est à nouveau rompu, l'érosion reprend énergiquement — des conglomérats surviennent parfois (témoignage de l'exhumation sur le continent de formations dures ou d'un *lit d'anciens conglomérats* !) — et les apports sont essentiellement grès-aleuritiques tout en entraînant le reliquat des pélites de la phase précédente ; le profil s'établissant peu à peu, seules ces pélites sont entraînées tandis que les grès demeurent sur place, prêts à être entraînés par la suite.

Il faut naturellement penser à un climat chaud et pluvieux (tropical ?) pour rendre compte de la rapidité relative de l'altération, et à un transport lointain immédiat plutôt qu'à une accumulation sur le littoral du continent de l'Èbre, sauf, peut-être, au droit des cours d'eau ; car la mise en place des éléments provenant de ce stock, par courants ou par gravité⁵ s'accompagnerait iné-

4. MANGIN J.-P. (1958) : Note préliminaire sur le faciès flysch de l'Éocène en Navarre espagnole. *Congr. Sédimentologie*, Genève-Lausanne (à paraître).

5. LOMBARD A. (1956) : *Géologie sédimentaire. Les séries marines*. Paris, Masson.

vitablement d'un classement. Enfin la province distributrice ne peut être à fort relief tandis que le fond subsident ne peut être recouvert que d'une faible tranche d'eau : en effet, en dehors de l'absence d'élutriation déjà signalée, il faut noter que les phases d'équilibre sont parfois soulignées par une *vaste étendue* de calcaires à Algues, à Nummulites, Assilines et Alvéolines qui exigent des eaux peu profondes. Trois barres s'intercalent ainsi sur des centaines de kilomètres carrés en Navarre et en Aragon.

Au « Niveau de transition », nous avons vu que le mécanisme s'inversait et que le flysch et les dépôts marno-calcaires déposés aux abords de l'axe viennent à émerger en une sorte d'intumescence : ce sont alors des sédiments en pleine diagénèse qui se trouvent repris par l'érosion de la jeune et basse terre axiale et répartis, selon le même mécanisme, sur la partie *méridionale* de l'aire de sédimentation lutétienne, voire sur l'ancienne province distributrice.

Deux preuves : les sédiments sont coupés de « barres conglomératiques » dont les éléments sont des *galets mous*, tout à fait analogues au « ciment » lui-même et comme lui d'origine lutétienne ; ce n'est qu'au sommet de la formation, d'autre part, qu'apparaissent des éléments plus indurés, provenant de la zone profonde dans laquelle est achevée la diagénèse.

Au total, l'aire de sédimentation du flysch me

paraît devoir évoquer celle de la mer du Nord au droit des continents aplanis des Pays-Bas et de l'Allemagne, plutôt qu'une fosse bordant une cordillère comme le veut la vue classique ; les conditions climatiques devaient certes être différentes puisque des calcaires se construisent, et les courants marins, générateurs de classement, semblent avoir été réduits. Cependant la mise en place de certains lits de galets mous de remaniement fait appel à la notion d'un brusque courant laminaire, analogue à un « tsunami », ravageant un fond de néoformation et provoqué sans doute, à intervalles, par un effondrement subit de tout ou partie du fond subsident ou par une brutale flexure continentale.

Les diverses conclusions, les hypothèses et les idées qui viennent d'être évoquées proviennent certes de l'étude du secteur sud-occidental de la chaîne, mais sont appuyées, nous l'avons vu, sur une vue d'ensemble du Nummulitique pyrénéo-aquitain ; elles sont analysées avec plus de détails dans la thèse résumée ici où se trouvent exposés les faits qui les ont amenées et la discussion qui a précédé leur élaboration. Compte tenu de ces vues nouvelles, est-il possible de revenir sur les données de mes devanciers pyrénéens et de tirer des faits qu'ils ont observés des interprétations neuves conduisant à une vue générale plus cohérente de l'histoire paléogène du domaine pyrénéen ?

Hypothèses sur l'histoire paléogène de la chaîne pyrénéenne.

Sur les bases précédentes, j'ai élaboré un certain nombre d'hypothèses qui ont été exposées et dont on trouvera ailleurs plus ample développement⁶. En voici l'essentiel que doit précéder un avertissement bien nécessaire : il est indispensable de se dépouiller des *interprétations* déjà proposées et de ne tenir compte que des faits. En outre, il ne faut pas perdre de vue qu'il ne s'agit ici que d'un faisceau d'*hypothèses* destinées à être confirmées ou infirmées par des études ultérieures et à servir, en attendant, de base de discussion.

Au Crétacé terminal, le *Maestrichtien*, régressif par rapport au *Campanien* qui devait recouvrir de ses calcaires à Hippurites la totalité du domaine pyrénéen, est représenté par des niveaux témoignant d'une certaine glyptogénèse ; sur un continent assez vaste reliant une *plate-forme aquitaine*, dépendance du Massif central, au *continent de l'Èbre* par une sorte d'*isthme oriental*, se répandent les argiles, les grès et les conglomérats

du Garumnien. Sur l'isthme, basse terre inondable, se développent quelques récurrences marines. Le domaine marin est restreint à un *golfe cantabro-ariégeois* où se déposent, de la côte vers le large, des grès (type Alet), les calcaires « nankin », les marnes, ou encore le flysch qui occupe l'emplacement de l'actuel massif basque et de ses environs (fig. 2 A). Vie exubérante, nombreux Foraminifères.

Au *Danien*, si la géographie subit peu de modifications (fig. 2 A), les changements dans la sédimentation sont très importants, semblent assez brutaux et s'accompagnent d'une disparition quasi totale de la microfaune typiquement crétacée. Sur le continent s'élaborent des calcaires d'eau douce s'intégrant dans le groupe garumnien, et dans le domaine marin la raréfaction, voire la disparition, des apports permet la lente

6. Actes III^e Congr. intern. Ét. pyrénéennes, sept. 1958 (à paraître), note à laquelle est d'ailleurs empruntée la fig. 2.

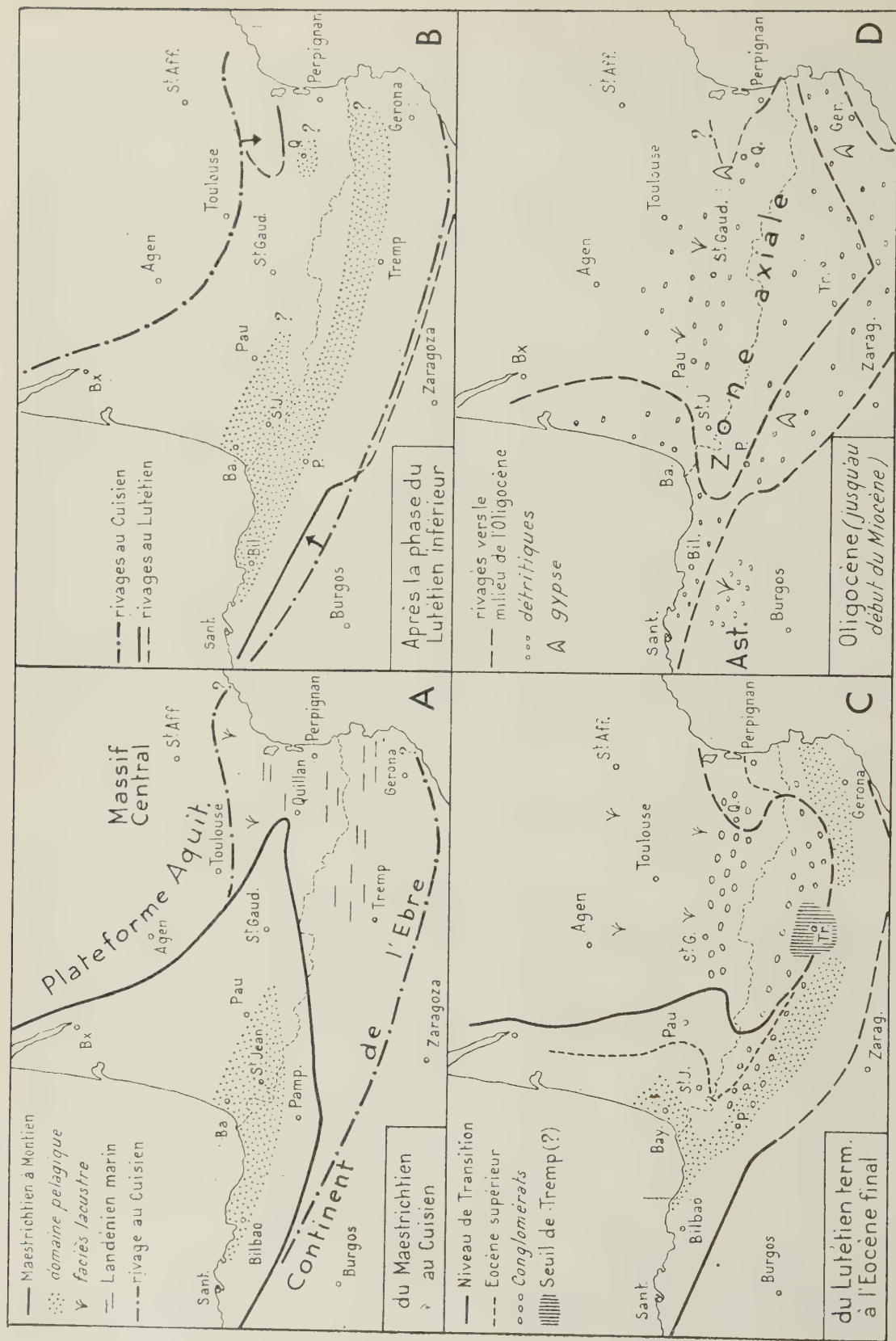


FIG. 2. — Répartition possible des continents au Nummulitique.

Tirée d'une note aux Actes du III^e Congrès international d'Études pyrénéennes, cette planche montre quatre stades de l'évolution paléogéographique du domaine pyrénéen, du Maestrichtien à l'Oligocène. Les tracés, nécessairement schématiques, tendent à suggérer plutôt qu'à définir nettement. On aperçoit l'évolution de l'isthme oriental et du haut-fond ariégeois.

édification de maigres calcaires lithographiques, magnésiens sur le littoral, dans lesquels la micro-faune est réduite à quelques Miliolites et Tubitextulaires, et, plus au large, aux rares espèces de Fakse. Changement de climat ? pénéplation du continent ? Rien ne parvient à l'aire marine, ou peu de choses, quelques marnes à même faune se mêlant parfois aux calcaires. Cette aire marine doit être proche de la replétion et les dépôts montiens nous le confirment. En effet, le *Montien* « fait corps » avec le *Danien* dont il ne se différencie que par l'apparition ménagée des premières grandes formes de Foraminifères nummulitiques (*Discocyclines* et *Operculines*) associées à des Algues et aux dernières Globigérines daniennes. La richesse en Algues (*Lithothamnium* et *Microcodium* surtout) est telle qu'elle évoque irrésistiblement le faciès du calcaire pisolithique bien connu. Sur le continent, à peine agrandi vers l'W, se développent d'ailleurs [Demangeon, 1956] des formations à Algues de même type intercalées dans une épaisse assise, rouge le plus souvent, partie intégrante du groupe garumnien. Fait important : ces calcaires, indices de faible profondeur, occupent à peu près l'ensemble du golfe, ce qui semble indiquer des conditions bathymétriques homogènes de l'W de Santander au Mont-Perdu et de la Chalosse à la basse Navarre espagnole.

Avec le *Landénien* s'amorce un renouveau : l'*Isthme oriental* est facilement envahi par quelques colonies de calcaires à Miliolites qui témoignent en Catalogne et aux abords du Mouthoumet de l'expansion marine. Et si, sur la partie plus stable du cadre continental (plate-forme aquitaine et continent de l'Èbre), le régime garumnien se poursuit sans intercalations marines, le domaine marin, au fond redevenu mobile, voit se diversifier plusieurs catégories de sédiments : des calcaires avec les premières Alvéolines sur la bordure littorale et des marnes ou du flysch à Truncorotalidés vers le large, se répandent sur l'emplacement des faciès homologues du Maestrichtien. Cette première tentative de modification dans la répartition des continents semble, cette fois, non plus en rapport avec le seul remplissage de l'aire sédimentaire mais avec une reprise de l'activité épirogénique. Celle-ci se manifeste d'ailleurs avec plus d'intensité à la fin de la période landénienne par l'apparition de grès à dragées ou de marnes à Huîtres superposés aux calcaires, ou avec l'accroissement du grain moyen des dépôts du flysch.

La grande transgression du *Cuisien* porte le calcaire à Alvéolines sur l'emplacement du calcaire à Hippurites et c'est la *réouverture du détroit*

pyrénéen (fig. 2 A et B). Le *Cuisien* repose donc sur le *Garumnien* qui est ainsi définitivement terminé. La « mise en eau », pour reprendre l'heureuse expression de R. Ciry [1940, p. 148] pour le Cénomaniens asturien, s'effectue sans heurts et sans bouleversements, de la Montagne Noire aux Asturies, et loin vers le S, sur le continent de l'Èbre. Les apports sont obligatoirement très réduits, voire nuls, et les conditions bathymétriques assez homogènes. L'exhaussement faible mais général du fond qui peut provoquer l'inondation ne s'accompagne évidemment pas de la création de zones déclives dans ce fond où ne sauraient d'ailleurs s'accumuler les matériaux terrigènes que la transgression repousse en avant. Les grandes formations marneuses comportant des fossiles lutétiens (*Gan*, *Couiza*, etc...) seraient donc logiquement à reporter plutôt dans le Lutétien, ce que confirme au reste la micropaléontologie.

Le *Cuisien* se termine sur un épisode très détritico, signe possible d'une courte régression ou de l'exondation dans l'axe du détroit des dépôts terrigènes du *Landénien* terminal : ce signal prélude à un mouvement d'ensemble des sédiments marins, amenant leur ondulation en larges « rides » dans la direction imposée par les rivages limitant le détroit soit dans la future direction pyrénéenne (WNW-ESE).

Presque aussitôt, après une abrasion rapide de la partie sommitale de quelques-unes des rides, le Lutétien reprend le mouvement transgressif et installe ses dépôts sur l'emplacement du *Cuisien* : cependant le ploiement des couches semble dû à quelque resserrement entre les rivages du détroit pyrénéen, et le domaine continental s'agrandit de la bordure de la Montagne Noire et du prolongement oriental des Asturies (fig. 2B). En même temps, le domaine marin se diversifie à nouveau : dans l'axe du détroit s'individualise une zone sous faible tranche d'eau, reliée au plateau continental aquitain et surtout à celui qui borde le Massif central par une sorte de « *haut-fond ariégeois* » (fig. 2B). Autour, les fonds sont subsidents et accueillent soit des marnes soit le flysch dont le mécanisme de dépôt a été supposé plus haut. Les marnes basco-béarnaises, celles de l'Aude, le flysch navarro-aragonais s'opposent ainsi aux calcaires des Landes et à celui de la bordure du continent de l'Èbre, de San Vicente de la Barquera à Gerona, tandis que le haut fond axial reçoit marnes ou calcaires selon la disposition locale des fonds.

Ce dispositif qui témoigne de la dissemblance entre zone aquitaine, relativement stable, et zone de l'Èbre, en voie d'effondrement progres-

sif, et de la tendance à l'émersion d'une région axiale reliée au Massif central, évolue désormais dans le même sens et aboutit, vers la fin du Lutétien, à un embryon de « zone axiale » (fig. 2 C). C'est de cette époque que date la genèse des Pyrénées tertiaires. Il est nécessaire de tenir compte du type de sédimentation qui a recouvert jusqu'à cette zone qui va émerger : les calcaires campaniens et leur soubassement (couverture post-hercynienne) ont pu être démantelés lors du mouvement qui a donné naissance aux matériaux détritiques maestrichtiens, générateurs des dépôts de type garumnien. Il est impossible d'évaluer exactement la quantité des sédiments post-garumniens qui ont pu s'étendre dans la zone centrale du détroit de part et d'autre du méridien de Tresp. Dans l'ensemble cependant, une certaine épaisseur de calcaires et de flysch s'est obligatoirement déposée si l'on tient compte de la longueur, déroulée, de la couverture lutétienne actuellement plissée au S de la zone axiale.

Quoi qu'il en soit, c'est désormais, dès le « Niveau de transition », l'intumescence de cette couverture sédimentaire crétacéo-nummulitique qui, en émergeant lentement, va s'ériger en province distributrice tandis qu'alentour se créent diverses aires de sédimentation : au N, sur le haut-fond ariégeois, exondé, et qui s'accroît rapidement vers l'E et l'W, aux dépens du vaste et peu profond plateau continental aquitain, vite comblé, les matériaux arrachés à la basse terre axiale se déposent en milieu continental. Selon les cas ils proviennent d'une couverture sédimentaire toute récente ou d'un môle plus ancien, dénudé dès la fin du Crétacé au plus tôt, et qui apparaît au sein de cette couverture. Sans qu'il soit besoin d'un relief appréciable, c'est probablement l'origine d'une partie de cette hospitalière formation des « poudingues de Palassou » (dans laquelle sont rangées toutes les couches à conglomérats du domaine pyrénéen à l'exception, toute récente, de celles de Jurançon !). Point n'est besoin d'un plissement ou d'accidents notables, surtout si l'on songe que, dans la couverture elle-même, se distinguent plusieurs niveaux importants de poudingues déjà tout prêts, de ceux du Maestrichtien à ceux du Permo-Trias, en passant par ceux du Cénomani.

Au S, c'est une aire marine, le détroit cantabro-catalan, reste amoindri du détroit pyrénéen, où se déposent les produits de glyptogénèse issus de la même province : face à la zone d'accumulation du « poudingue de Palassou » se sédimente, accroissant peu à peu le domaine continental de l'intumescence axiale, le « tramo rojo » supra-lutétien, composé surtout des éléments repris à la couver-

ture détritique garumnienne voire permo-triasique. Que des plissements locaux, des gauchissements plutôt, aient eu lieu ici (seuil de Tresp, fig. 2 C) au point où le dénivelé entre l'intumescence et le fond du détroit cantabro-catalan est le plus important, rien ne semble anormal. Il est logique de penser que la poussée vers le haut de l'intumescence s'accompagne d'un gain du continent par comblement de l'aire bordière de sédimentation et d'un plissement localisé des couches qui en forment le fond. Sur les continents restés émergés ou leurs bordures nouvellement acquises (Montagne Noire, bordure orientale asturienne) s'édifient des calcaires à Bulimes puis se déposent des marnes fines.

C'est de la poursuite de ce processus que vont naître les Pyrénées.

A l'Éocène supérieur proprement dit ne se déposent que des marnes dans le domaine marin ou de la molasse fine dans le domaine continental. Il semble difficile encore d'admettre la présence d'une chaîne plissée, comme le veut la vue classique, qui ne répartirait autour d'elle qu'une masse d'éléments fins ! Ces marnes sont fines mais abondantes (fig. 2 C) et elles signent la communication existant entre le bassin de Biarritz et le détroit cantabro-catalan, lui-même séparé par le « seuil de Tresp » en un bassin navarrais et un bassin catalan ; elles finissent par remplir l'aire de sédimentation marine qui arrive à réplétion tandis que se poursuit la surrection du bâti profond encapuchonné de sa couverture sédimentaire ; celle-ci, se dénudant plus vite dans la partie haute, centrale, de la nouvelle zone axiale, fournit donc davantage de produits d'érosion. C'est à peu près à cette époque que commencent de surgir les « panneaux basques », plus profondément enfoncés et, sans doute, plus indépendants d'un socle solide comme le Massif central ou le massif asturien. La surrection des panneaux basques va peu à peu, par élévation de la couverture, fermer la passe qui, à l'Oligocène inférieur, relie encore domaine basco-cantabre et domaine navarro-catalan assurant de part et d'autre l'identité des faciès (fig. 2 D). Mais cette passe fermée, tandis que ce qui sera le littoral basco-cantabre voit se sédimenter un Oligocène marin assez bien défini, les deux bassins du nouveau golfe navarro-catalan, séparés par le seuil de Tresp, évoluent vers le remplissage. Une halogénèse incomplète se note en Navarre mais se montre plus poussée en Catalogne, peut-être en contact plus durable avec la Mésogée.

Le remplissage de ce golfe navarro-catalan, vite promu au rang d'aire continentale s'effectue sans arrêt durant l'Oligocène, le bassin de l'Èbre

s'enfonçant sans cesse tandis que la zone axiale s'élève dans le même temps. Le processus est légèrement différent au N où le bassin de réception, dû à l'élargissement de l'ancien haut-fond ariégeois, marque une moins nette tendance à la subsidence : tout se passe comme si la zone axiale était reliée par un tréfonds plus ou moins rigide à la plate-forme aquitaine, dépendance du Massif central, tandis qu'au S la déchirure entre le bâti axial et le continent de l'Èbre paraît chose ancienne. Ce n'est qu'à la fin de l'Oligocène, lorsque la dénivellation entre surrection axiale et zones bordières déclives devient suffisante, que la couverture, fort amoindrie déjà sur le faite de la protubérance axiale se décolle, glisse et se plisse.

Le mouvement peut avoir été hâté par le déséquilibre croissant entre une érosion qui allège la zone axiale au profit d'une sédimentation qui aide à l'enfoncement des aires bordières ; en outre, l'impulsion définitive peut avoir été donnée — il s'agit là d'une hypothèse — par la brusque rupture des liaisons profondes entre zone axiale et socle ariégeois ; une telle rupture est peut-être le résultat du rejeu d'un ancien accident sous l'effet de bascule subi par le tréfonds axial sollicité vers le S par l'effondrement du continent de l'Èbre. Peut-être la création, ou la remise en service, du « front nord-pyrénéen » date-t-elle de ce moment : dès lors, la couverture glisse vers le N et déferle brutalement pour ne former qu'un étroit pays montagneux, tandis que bien appuyée sur la masse colossale de sédiments remplissant le nouveau fossé de l'Èbre, la couverture méridionale se plisse plus modérément (reprenant au passage les plis formés durant le « Niveau de transition » lors de la *progression de l'intumescence*) et déferle, en bas d'une pente douce, pour donner la ligne des Sierras sous-pyrénéennes.

Les plis de couverture forment donc trois groupes : *sur le faite*, la couverture déjà amoindrie, est étirée ; *sur la pente*, les plis assez réguliers se pressent vers le bas où ils sont plus nombreux et finissent par déferler sur la *zone plane* qui succède à la pente ; là, si les sédiments sont peu épais, comme sur le *plateau aquitain*, par poussée de la couverture « amont », les rides se forment, au travers desquelles gicle parfois le Trias ; si la couverture est épaisse (fossé de l'Èbre) elle amortit la poussée amont et ne se plisse qu'en *larges ondulations* (bassin actuel de l'Èbre).

Ainsi donc, le domaine pyrénéen tout entier se voit mis en place, après des préparatifs locaux poussés dès la fin du Lutétien, à peu près à la

fin de l'Oligocène (partout pris dans les mouvements) et avant le dépôt de couches pontiennes. Des Asturies reliées aux Pyrénées, nous l'avons vu, par des liaisons de tréfonds et de couverture, jusqu'en Provence⁷, la chaîne est mise en place et plissée sans acquiescer, certes, sa physionomie actuelle *que modèleront les retouches et l'érosion postérieures*, pliocènes ou quaternaires.

Si la phase ultime de plissement a affecté tout le domaine pyrénéen, il est certain qu'elle a eu affaire à un pays varié dans lequel des plis locaux et des discordances avaient pu apparaître dès le Lutétien terminal. En outre, elle ne constitue que le dernier épisode d'une série, assez continue dans l'ensemble, d'essais infructueux pour rétablir le schéma hercynien (cf. p. 20). Car en définitive, c'est le *bâti hercynien* qui remonte à travers les cicatrices d'une couverture déjà sollicitée au Crétacé, puis au Nummulitique, et dont les ondulations avaient plus ou moins adopté le tracé WNW-ESE du fugace détroit pyrénéen ; c'est son dispositif en mosaïque, peut-être *fort ancien*, qui a commandé la topographie des fonds et des continents, donc de la sédimentation ; c'est la remontée de panneaux plus ou moins indépendants, plus ou moins soudés à de puissants contreforts qui a donné son style à la tectonique et leur âge aux plis locaux. C'est ce dispositif hercynien qui donne à l'axe de la longue chaîne pyrénéenne son tracé en ligne brisée. C'est enfin à cette apparition massive et synchronisée du bâti que sont dus les mouvements ultimes de plissements généralisés qui donnent sa physionomie à la chaîne ; il est difficile de penser ici à un important décalage de temps entre « plis de faite » et « plis de plaine » : en pays basque, par exemple, le « panneau axial » surgit bouscule une couverture oligocène et les plis provoqués par cette surrection, dans le domaine basco-navarrais, se suivent sur un même parallèle jusqu'au pied des Pyrénées centrales. En outre, les échos de cette surrection, traduits par des cassures méridiennes, affectent les terres oligocènes les plus récentes.

Au reste, peu importe la datation exacte de tel ou tel épisode local au sein de cette remarquable mise en place quasi continue qui contredit ce que peut avoir d'un peu rigide la notion de « paroxysmes » séparés de phases de répit. Il semble que les faits connus jusqu'ici s'accordent avec l'hypothèse que je viens de résumer succinctement et qui paraît rendre compte de l'habitus de la chaîne pyrénéenne. Sur ce schéma peuvent être nées les Pyrénées et avant que

7. Où G. Corroy et G. Denizot notent un paroxysme stampien (1935 et 1942).

d'avancer une contradiction, il faudra contrôler, plutôt que le fait, l'interprétation qui l'a suivi jusqu'ici. Certes, des détails restent à vérifier qui, pour confirmer l'hypothèse, doivent, *tous*, être en sa faveur. En attendant cette vérification, la théorie brièvement exposée ici à la suite des résultats concrets obtenus dans le secteur

sud-occidental, servira au moins de base de discussions entre pyrénéistes, voire même à propos du domaine méditerranéen tant il me paraît vrai que la chaîne pyrénéenne, quoiqu'on en ait médit, s'inscrit parfaitement dans le déroulement des phénomènes mésogéens, au Paléogène au moins.

Notes bibliographiques et ouvrages cités.

Il est impossible de citer ici tous les ouvrages dépouillés pour l'élaboration du travail de thèse et des hypothèses sur la formation des Pyrénées. On se reportera utilement aux travaux importants parus depuis la compilation de L. Carez [1903-1909] comme la note de M. Ch. Jacob [1930], les thèses de MM. Casteras [1933], Ciry [1940], Dalloni [1910] et Mengaud [1920] et aux ouvrages de langue espagnole et allemande. La liste en est donnée *in* Mangin, [1958 d]. On consultera également les travaux préliminaires et la thèse résumée ici.

- CASTERAS M. (1933). — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXVII, n° 189, 525 p.
- CAREZ L. (1903-1909). — Géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 7 vol.
- CIRY R. (1940). — Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. Toulouse, impr. Douladoure, 519 p., pl., fig. et cartes.
- CORROY G. (1942). — Les plis couchés de Provence en face de la théorie de l'écoulement par gravité. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 207-208.
- CORROY G. et DENIZOT G. (1935). — Guide géologique de la Provence occidentale. 30 p., 34 fig., 4 pl. h.-t.
- DALLONI M. (1920). — Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Marseille, impr. Barlatier, 444 p., 3 pl.
- DEMANGEON P. (1956). — Importantes formations dues à des Algues dans le Montien rouge (Vitrollien) du Midi de la France. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 1905-1907.
- JACOB Ch. (1930). — Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. Paris, Livre jubilaire Soc. géol. France, t. II, p. 389-410.
- MANGIN J.-Ph. (1957 a). — La limite Crétacé-Tertiaire sur le versant sud des Pyrénées occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. 244, p. 1227-1229.
- (1957 b). — Remarques sur le terme de Paléocène et sur la limite Crétacé-Tertiaire. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 319-321.
- (1958 a). — Note préliminaire sur les « calcaires à Alvéolines et Nummulites » du versant sud des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. 246, p. 1234-1237.
- (1958 b). — Note préliminaire sur la stratigraphie du Nummulitique dans le domaine pyrénéen occidental (versant espagnol). *Ibid.*, t. 246, p. 3479-3481.
- (1958 c). — Remarques sur l'orogénèse pyrénéenne pendant la période nummulitique. *Ibid.*, t. 246, p. 3652-3654.
- (1958 d). — Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon, Thèse, Fac. Sciences, Dijon, 2 déc. 1958, 657 p., 111 fig., 1 carte, 1 pl., coupes.
- MENGAUD L. (1920). — Recherches géologiques dans la région cantabrique. Toulouse, impr. Bonnet, 370 p., pl., fig. et cartes.
- RAT P. (1957). — Les Pays crétacés basco-cantabriques. Thèse Fac. Sciences, Dijon, 18 mai 1957, 547 p., 67 fig., 8 pl., 1 carte, 1 pl. coupes.
- SCHAUB H. et SCHWEIGHAUSER J. (1950). — Nummuliten und Discocyclinen aus dem tiefsten Untereocène von Gan. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 23, n° 2, p. 236-242.

Observations.

M. J. AUBOUIN fait remarquer qu'il est satisfaisant d'envisager une genèse relativement continue des structures pyrénéennes au Tertiaire, comme on l'admet actuellement pour la plupart des grandes chaînes du bâti méditerranéen, tout au moins dans certaines limites de temps ; la « phase pyrénéenne » des auteurs (post-bartonienne et anté-ludienne selon H. Stille, intra-lutétienne selon Ch. Jacob et M. Casteras), considérée comme essentielle jusqu'à maintenant, voit son importance réduite d'autant ; mais, renversant l'ordre des facteurs, il ne paraît pas évident que le rôle tectogénétique majeur doive nécessairement être accordé à une sorte de « phase » située entre la fin de l'Oligocène et le Miocène élevé.

En effet, la prééminence de la « phase pyrénéenne » était déduite, pour l'essentiel, *indirectement* de l'importance des poudingues de Palassou, lesquels traduisent certes une érosion, une émergence, mais pas nécessairement la mise en place de structures tectoniques (tectogenèse), ainsi que le souligne M. Mangin, rompant ainsi avec la tradition qui rapportait l'essentiel des structures pyrénéennes à cette phase.

Or, selon certains auteurs, la plupart des accidents du socle pyrénéen remonteraient à l'orogénèse hercynienne tardive, puis antécénomannienne (de Sitter, Zwart et autres, pour la « faille nord-pyrénéenne ») sans pour ainsi dire rejouer au Tertiaire. Est-il possible toutefois de prouver *directement* si ces accidents ont ou n'ont pas rejoué au Tertiaire et, dans le premier cas, à quel moment précis ? Car l'âge sensiblement miocène de certains plis et chevauchements de couverture, démontré par M. Mangin, n'est pas obligatoirement celui de ces rejeux de socle : les études récentes dans d'autres domaines méditerranéens ont en effet mis en évidence le caractère progressif de l'avancée des nappes de glissement, de sorte que l'âge apparent de celles-ci en un point donné n'a pas de signification générale, notamment en ce qui concerne les accidents du substratum de la chaîne considérée.

M. J.-P. MANGIN répond : Si un rôle important, sinon majeur, est donné à l'épisode de l'Oligocène final c'est qu'il semble généralisé et provoque un plissement d'ensemble de toute la couverture qui s'étend des Asturies à la Provence (*cf.* Ciry [1940] et Corroy [1942]). Quant à la détection directe du jeu ou du rejeu des grands accidents

du tréfonds qui ont retenti sur le comportement de la couverture, elle n'est évidemment possible qu'autant que des lambeaux récents de cette couverture auront subsisté sur le trajet de ces accidents ; or, ceux-ci sont notables surtout dans le socle induré, hercynien, et lorsqu'il apparaît, c'est généralement après dénudation. Certes les preuves directes de l'âge du jeu ou du rejeu de ces fractures sont rares ; cependant, en Pays basque et en Navarre, comme je l'ai indiqué, les massifs et leur prolongement percent une couverture oligocène et provoquent des structures éjectées sur l'Oligocène élevé. En outre, l'inventeur du « front nord pyrénéen », M. Casteras, montre avec clarté [1933, p. 486-491] que cet accident a affecté des couches éocènes, ce que ne devraient pas ignorer les auteurs que cite M. Aubouin. En tout cas, le caractère progressif de l'avancée des nappes de plissement me paraît ici peu conforme au processus « mécanique » décrit et d'autant plus difficile à mettre en évidence que l'érosion des couches au sommet de l'intumescence est un phénomène synchronique de la surrection qui l'impose en quelque sorte. Ce qui reste alors de la couverture travaille plutôt à l'étirement comme l'avait noté M. Lugeon, et sur la pente, la couverture se met en route avec peu de retard entre sommet et base, le point critique étant dépassé comme pour les glissements de terrain. Au reste, l'expérience mécanique semble prouver que le plissement s'effectuerait plutôt *en commençant par la base* de la pente et gagnerait ensuite vers le sommet, ce qui conduit, d'ailleurs, à l'exagération des plis en bas de pente. Peut-être, sur la plate-forme ou le sillon d'avant-pays, les plis de couverture sont-ils plus tardifs mais nous sortons du domaine de la chaîne. Quant aux accidents de tréfonds, il me semble qu'ils pourraient être de tout âge orogénique mais qu'on doit attribuer à leur rejeu tardif la responsabilité du plissement final et généralisé.

M. M. DURAND DELGA présente les remarques suivantes : C'est à la mise à mort de la « phase pyrénéenne » que nous convie M. Mangin. Ce terme, aux yeux de son créateur, H. Stille (*Grundfragen der vergleichenden Tektonik*, 1924) s'appliquait au paroxysme des Pyrénées (« Hauptphase der tertiären Faltung ») qu'il voyait entre Bartonien et Ludien. Par contre, Ch. Jacob (*Livre jubilaire de notre Société*, 1930) suivi par

M. Casteras, dans sa thèse (1933), plaçaient un tel paroxysme immédiatement avant le Lutétien supérieur, traitant de répliques tardives les mouvements plus récents. Vulgarisée par les traités (et dès 1926 par M. Gignoux), la notion de « phase pyrénéenne » franchit vite la Méditerranée.

Ainsi, en Algérie, jusqu'à ces dernières années, tous les auteurs attribuaient l'épisode majeur ou paroxysmal à la « phase pyrénéenne » du Lutétien supérieur. Je crois avoir montré que, si l'on veut parler de paroxysme, il faut le situer entre Bartonien et Oligocène supérieur : en tout cas, au cours de l'Oligocène, on constate en général un brutal changement paléogéographique et lithologique. On sait aussi l'intensité des plissements et des charriages qui affectèrent, au cours de la première moitié du Miocène, le Tell algérien. Enfin, l'on ne peut nier le mouvement d'ensemble qui, plus récemment, a soulevé l'Afrique du Nord.

Tous ces faits s'accordent avec l'interprétation révolutionnaire que M. Mangin nous apporte du développement structural des Pyrénées, qu'il a pu aborder sur le versant espagnol. En cela, il s'accorde partiellement avec H. Douvillé (1906) qui voyait les « mouvements pyrénéens » s'échelonner depuis le Lutétien jusque dans l'Oligocène, et avec H. et G. Termier (1957) qui placent leur « phase pyrénéenne » à l'aurore du Miocène.

Il convient de souligner ce nouvel et remarquable apport de l'école de Dijon à un problème que l'on avait pu croire résolu : celui de la structure tertiaire des Pyrénées.

M. J.-P. MANGIN répond : Il est de fait que la « phase pyrénéenne » ne peut être tenue pour responsable de la surrection de la chaîne pyrénéenne et que son rôle, local et mésogéen, n'est guère que celui d'un signal. Au Lutétien inférieur, comme je l'ai indiqué, se produit une brève ondulation qui correspond à un réveil de l'activité tectonique, mise en sommeil depuis le début du Maestrichtien ; ce réveil inaugure une lente exondation de la zone axiale et la chaîne s'édifie peu à peu dans un continuum qui va du Lutétien au Miocène, la phase active de plissement généralisé ne paraissant que tardive (Oligocène terminal, Miocène inférieur). Il serait vain, au sein de ce continuum, d'introduire de force toute notion de phase, précisément datée pour toute une région, à la manière de l'école de Stille. L'approbation de M. Durand Delga m'est particulièrement précieuse.

M. L. BARRABÉ remarque : Dans les Corbières, et plus au Nord, dans la région du chaînon de Saint-Chinian, les chevauchements principaux sont incontestablement postbartoniens et anté-oligocènes. La nappe la plus externe de la région de Saint-Chinian chevauche les grès d'Aigue de l'Éocène supérieur, et le bassin oligocène de Béziers-Narbonne-Sigean s'est certainement installé sur cette région plissée postérieurement à la mise en place des grands chevauchements. Les accidents postérieurs affectant l'Oligocène et l'Oligo-Miocène sont là beaucoup moins importants.

M. J.-P. DESTOMBES observe : Les faciès et les épaisseurs d'une grande partie des formations comprises entre l'Ordovicien et le Quaternaire sont généralement comparables, à l'E et à l'W des Pyrénées, par opposition avec les faciès et les épaisseurs des mêmes formations, au centre actuel de la chaîne (Ariège, Haute-Garonne, Hautes-Pyrénées). Celles-ci sont, en tout état de cause, souvent très réduites d'épaisseurs, et sont d'un faciès plus détritique que les formations correspondantes à l'E et à l'W. Le poudingue de Palassou, de l'Éocène supérieur, est un de ces faciès.

Il me paraît imprudent de vouloir étendre à toute la chaîne l'âge très tardif proposé par notre confrère. Si, une orogénèse d'âge néogène lui paraît prouvée, on peut difficilement faire disparaître les deux phases « pyrénéennes » précédentes : la phase anté-cénomaniennne et la phase éocène supérieure, si vive, au moins dans la région centrale. Tout le problème consiste à mieux définir les régions intéressées par les paroxysmes de chacune des « trois » phases post-hercyniennes pour savoir si l'une ou l'autre peut ou doit alors être « abandonnée ».

M. J. GOGUEL remarque : L'exposé de M. Mangin paraît considérer comme établi que les déformations de la couverture résultent uniquement de son écoulement à partir d'un socle soulevé ; M. Goguel se demande si il ne sera pas difficile d'interpréter certains accidents sans supposer un écrasement actif entre blocs du socle ; il pense en particulier aux rides d'Aquitaine restées enfouies en profondeur.

M. J. P. MANGIN fait remarquer que les réponses à ces dernières observations sont contenues dans le texte même de sa note.

Observations pétrographiques nouvelles sur les niveaux salifères du Trias moyen de Lorraine

par Raymond LAUGIER ¹.

PLANCHES I A III (FIG. 1 A 10) ET IV.

Sommaire. — En des points distants entre eux de 70 km environ, des forages profonds ont traversé le Muschelkalk moyen. Des horizons oolithiques ont été rencontrés dans les couches du « groupe de l'anhydrite », en relation avec la formation salifère des « argiles de Pexonne ». L'auteur résume les séries stratigraphiques et présente une étude micrographique des oolithes et des épigénies successives.

La théorie qui assigne aux gîtes salifères et gypsifères du Trias de faciès germanique une origine d'évaporite, résultant de la concentration des eaux d'un complexe lagunaire en voie d'assèchement, n'apparaît plus suffisamment satisfaisante depuis de nombreuses années, aux yeux d'un nombre sans cesse croissant de chercheurs.

Nous citerons J. Avias, qui montra en ce qui concerne le gypse, à la suite d'observations effectuées en 1947 dans les marais côtiers de Nouvelle-Calédonie, que l'on pouvait avoir affaire à la formation de gypse à grande échelle au sein même de la vase, et suggéra (1949-1952) que nombre de dépôts de gypse, jusqu'alors considérés comme des évaporites, pourraient avoir une semblable origine. Nous citerons aussi

J. Bourcart et J. Ricour qui émirent en 1952 une hypothèse génétique analogue pour les formations salifères du Trias germanique. Dans une note récente, ces mêmes auteurs présentent avec la collaboration de P. Lévêque [Ricour, Bourcart et Lévêque, 1958], le bilan de nouveaux travaux venant à l'appui de l'hypothèse émise en 1952. Il est fait mention en particulier de l'existence dans le Trias, au sondage d'Audun-le-Roman (Meurthe-et-Moselle) de niveaux caractérisés par des oolithes dolomitiques cimentées par de l'anhydrite.

Ayant observé et étudié depuis 1957 de telles oolithes dans divers sondages, nous apportons dans les pages qui suivent les résultats de nos recherches personnelles.

I. Le forage de Holving n° 1.

Ce forage a été exécuté au N de Sarralbe (Moselle) d'avril à mai 1957 par MM. Solvay et C^{ie} qui nous en ont confié la surveillance géologique.

La coupe stratigraphique comprend :

de 0 à 138 m : une partie du Keuper inférieur dont les 23 premiers mètres portent les traces profondes habituelles de l'altération superficielle
de 138 à 173 m : la Lettenkohle
de 173 à 250 m : le Muschelkalk dont les 17 m de calcaire à *Encrinus liliiformis* présentent un faciès à peu près exclusivement oolithique
de 250 à 306,56 m : le complexe marno-dolomitique de l'Anhydritgrupp dont les couches de sel activement exploitées dans la concession de Sarralbe ont retenu notre attention.

Le gîte salifère du niveau dit des « Argiles de Pexonne » comprend trois zones :

1. LE CHAPEAU. — Couches alternées de marnes gris foncé et d'anhydrite de 267 à 273 m.
Anhydrite massif de 273 à 277 m.
Couches alternées de marnes et d'anhydrite de 277 à 282,38 m.

L'avancement réalisé par la méthode rotary n'a pas permis l'étude des rapports existants entre les marnes et l'anhydrite.

1. Note présentée à la séance du 2 février 1959.

2. LA FORMATION SALIFÈRE.

Carotte n° 1 (tête 283,14 m ; pied : 284,88 m).
Sel gris ou saumon massif, parcouru par des filets obliques de marnes bariolées rouges et vertes dont la stratification est dérangée. Les marnes sont parsemées de petits globules de sel d'un blanc laiteux pur. Le sel est largement cristallisé, la séparation entre les zones colorées se fait suivant un plan horizontal indépendant de la stratification des filets de marne.

Carotte n° 2 (tête : 284,90 m ; pied : 287,34 m).

0,91 m marnes gris foncé criblées de cavités remplies de sel
0,01 anhydrite
0,01 sel
0,01 anhydrite
0,04 sel
0,11 marnes gris foncé imprégnées d'anhydrite ; cristaux dispersés de sel saumon, filonnet de sel saumon fibreux. Pseudo-morphose de cristaux de sel
0,01 sel saumon fibreux
0,07 anhydrite gris à litage blanc
0,03 sel saumon
0,01 anhydrite à litage blanc
0,02 sel saumon
0,29 marnes gris foncé et anhydrite à petits globules de sel blanc d'aspect laiteux. Filet vertical de sel saumon. La stratification est fortement dérangée à la base des marnes
0,24 sel transparent
0,13 sel chargé de fines plaquettes de marnes grises
0,11 sel de teinte grise
0,07 sel gris remplissant les cavités d'une couche de marnes disloquées
0,13 sel transparent et gris en bandes alternantes superposées et séparées par des plans horizontaux.

Carotte n° 3 (tête : 287,55 m ; pied : 289,80 m).
Sel massif transparent zoné de gris, interrompu par des filets de marnes grises inclinés à 80°, souvent ondulés ou interrompus.

Carotte n° 4 (tête : 289,90 m ; pied : 292,15 m.).

0,86 m marnes gris foncé à passées irrégulières d'anhydrite
0,14 marnes gris foncé à pseudo-morphoses de cristaux de sel traversés par un filet de sel fibreux vertical de teinte saumon
0,23 sel gris et saumon à zonation horizontale
0,07 sel remplissant les cavités d'une couche de marnes disloquées
0,50 marnes gris foncé à pseudo-morphoses de cristaux de sel. Nids de cristaux de sel saumon traversés par un filet de sel hyalin, lui-même recoupé par un autre filet vertical de sel fibreux saumon plus récent
0,06 sel gris
0,04 marnes gris foncé schisteuses à litage clair

0,42 m sel gris parcouru par des intercalations marneuses minces, horizontales. Pyrite cristallisée dans les marnes.

Carotte n° 5 (tête : 292,15 m ; pied : 294,76 m).

0,05 m marnes gris foncé imprégnées d'anhydrite
0,06 marnes gris foncé criblées de cavités remplies de sel
0,43 sel massif gris
0,10 marnes grises criblées de cavités remplies de sel
0,24 marnes gris foncé imprégnées d'anhydrite
0,30 marnes grises schisteuses et sel hyalin. Les marnes sont disloquées en tous sens par la cristallisation du sel
0,40 sel gris
0,01 intercalation de marnes grises parfaitement stratifiées
0,04 sel gris
0,03 marnes grises intercalaires bien stratifiées
0,19 anhydrite massif ; un filet de sel gris (294,15) dérange le litage de la roche
0,25 marnes grises et anhydrite à cavités remplies de sel.

Carotte n° 6 (tête : 294,76 m ; pied : 297,16 m).

1,10 m marnes gris foncé criblées de cavités remplies de sel
1,25 sel transparent parcouru par des filets de marnes à inclinaison croissante de bas en haut, ondulés et souvent interrompus (cf. fig. 1, p. 37).

Carotte n° 7 (tête : 297,31 m. ; pied : 299,60 m).

0,64 m marnes gris foncé présentant de nombreuses cavités remplies de sel
0,21 sel hyalin
0,05 intercalation de marnes grises
0,22 sel hyalin zoné de gris
0,02 intercalation de marnes grises
1,20 sel gris à zonation transparente suivant des bandes régulièrement alternées et séparées par des plans horizontaux.

Carotte n° 8 (tête : 299,60 m ; pied : 302,05 m).
Alternance régulière de couches de sel hyalines et grises ; les surfaces de séparation strictement horizontales sont indépendantes de l'inclinaison des multiples filets de marnes grises qui sont ondulés ou brisés par les tensions de cristallisation.

Carotte n° 9 (tête : 302,34 ; jusqu'à 303,26 m).

0,15 m sel hyalin
0,01 marnes schisteuses gris foncé
0,32 sel gris interrompu par des filets d'anhydrite
0,02 biseau de marnes imprégnées d'anhydrite
0,15 sel gris
0,03 marnes gris foncé
0,15 sel gris
0,04 marnes gris foncé
0,03 sel gris
0,02 marnes gris foncé.

3. LE MUR DE LA FORMATION.

Carotte n° 9 (de 303,26 m jusqu'au pied : 304,48 m).

- 0,27 m anhydrite massif semé de globules de sel laiteux
- 0,37 anhydrite parcouru par un filet de sel avec dérangement de la stratification
- 0,35 anhydrite à litage souligné par des passages oolithiques
- 0,08 anhydrite parsemé de globules de sel laiteux
- 0,28 anhydrite parcouru par un filonnet vertical de sel occasionnant un important dérangement de la structure de la roche. Oolithes réparties dans toute la masse.

Carotte n° 10 (tête : 304,63 m ; pied : 306,56 m).

- 0,07 m zone de contact entre des masses de roche ayant subi un déplacement : surface striée, zones de frictions. Passées oolithiques noyées dans un remplissage de sel fibreux
- 0,14 anhydrite à nids de sel
- 0,05 marnes noires à fin litage blanc (anhydrite)
- 0,03 biseau oblique de sel hyalin fibreux sur une surface de friction
- 0,05 anhydrite noir
- 0,03 anhydrite gris clair
- 0,30 anhydrite à passées oolithiques, débris de matières végétales charbonneuses. Litage dérangé par un filonnet de sel horizontal (305,11)
- 0,54 alternance de couches de marnes noires et d'anhydrite diversement teinté et finement plissé par transformation de l'anhydrite en gypse
- 0,02 anhydrite gris clair oolithique
- 0,02 anhydrite
- 0,33 anhydrite à structure amygdalaire
- 0,01 marnes noires
- 0,04 anhydrite plissé
- 0,02 marnes noires à globules de sel laiteux
- 0,26 anhydrite jaunâtre à structure amygdalaire.

Fin des travaux de carottage.

Il n'est pas sans intérêt d'observer les rapports qui existent entre les couches de sel et les marnes grises schisteuses qui viennent en intercalation. La répartition des secteurs à stratification calme ou dérangée n'est pas abandonnée au hasard. Dans les zones que l'on appelle par habitude « sel marneux » et dont on croit préciser la détermination en la faisant suivre d'un supposé pourcentage des constituants, seule, la méthode du carottage continu permet de se faire une idée exacte de leur structure.

Le « sel marneux » n'est en réalité le plus souvent qu'une véritable brèche de marnes irisées cimentée par du sel. Nous y reconnaissons des marnes rouges et vertes, des marnes chocolat du toit, des amygdales d'anhydrite en forme de galet (Pl. I, fig. 5).

Le « sel marneux » est constitué fréquemment par des couches de marnes schisteuses grises dont

les feuillets sont inégalement soulevés dans une direction commune. Dans ce cas, seul l'examen de l'ensemble permet d'éviter de prononcer le mot de pendage. Dans une masse de sel ainsi parcourue par des filets marneux, il se superpose en outre une remarquable et curieuse alternance régulière de zones de teintes différentes dont les limites bien nettes sont parfaitement horizontales (fig. 1, p. 37). Le sel s'est d'abord mis en place, faisant bâiller les feuillets des marnes, tandis que des actions secondaires d'ordre physique et peut-être chimique sont responsables des déformations postérieures des copeaux déjà soulevés.

Le « sel marneux » peut aussi répondre à de grandes cristallisations cubiques qui font éclater les couches de marnes dans lesquelles elles s'insinuent (Pl. I, fig. 1).

Le « sel marneux » peut enfin correspondre à des nids de cristaux de sel, généralement saumon, inclus dans les marnes. Des filets de sel fibreux s'organisent de façon plus ou moins complexe autour de ces amas (carotte n° 4, profondeur 291,70-292,20 m). Les marnes qui les encaissent sont en général d'une grande richesse en pseudo-morphoses de cristaux de sel.

L'anhydrite se présente également sous des aspects divers, l'un des plus intéressants étant le passage au gypse finement plissé (Pl. I, fig. 4). Cette structure est commandée par une augmentation de volume qui est contrainte par la pression interne normale du milieu. On néglige habituellement, dans nos gîtes salifères en pays non plissé, de prendre en considération les interactions qui s'exercent en profondeur entre des masses plastiques tels les chlorures et les sulfates, et les roches encaissantes. Il semble pourtant bien établi que les phénomènes de diapyrisme, s'ils ne sont pas à envisager sous le même angle que dans les gîtes classiques, ne doivent pas cependant être tenus pour nuls. La preuve en est dans les déformations enregistrées par le litage de l'anhydrite après injection d'un filonnet de sel vertical (à 304,25 m) (Pl. I, fig. 8).

C'est toutefois l'existence d'une structure oolithique — structure totalement inattendue au mur de la formation salifère — qui a le plus retenu notre attention (Pl. II, fig. 12). L'anhydrite y est en effet parcouru par des traînées noirâtres, granuleuses, minces, dépourvues d'orientation, constituées par des corpuscules dont la structure oolithique est évidente. Le ciment est friable, marneux, gypseux ou fait de sel.

La forme des oolithes est sphérique ou ovoïde, peu différente de celle des oolithes des faciès calcaires, jurassiques par exemple. La taille

varie entre 0,25 et 1 mm. Le noyau n'a pas de forme définie, il est également dépourvu d'organisation apparente. L'écorce peut être ramenée à deux types :

a) écorce épaisse, formée d'un nombre élevé de couches pelliculaires alternativement claires et sombres ;

b) écorce mince, comprenant un petit nombre de strates d'une certaine épaisseur, alternativement claires et sombres (Pl. II, fig. 3).

A une zonation concentrique se superpose souvent un dispositif de stries radiaires délimitant des bandes claires et sombres (Pl. II, fig. 1). Notons que toutes les couches de l'écorce apparaissent homogènes en lumière polarisée. Nous citerons aussi l'existence de complexes oolithiques avec une abondance particulière d'oolithes brisées (Pl. II, fig. 4). On sait qu'à une certaine profondeur et dans des conditions de pression et de température définies, l'anhydrite peut se transformer en gypse et vice-versa. Nous pensons que ce sont les tensions développées au cours des déformations ou des cristallisations successives du ciment qui doivent provoquer l'écrasement des corpuscules oolithiques. L'un de nos clichés (Pl. II, fig. 5) montrant les deux portions d'une oolithe, disjointes dans l'anhydrite, rend compte d'une manière particulièrement nette de ce phénomène.

Le sel entre dans la composition des strates corticales des oolithes. L'étude des spectres de rayons X sur des éléments isolés a permis de montrer qu'on avait cependant affaire presque exclusivement à de la magnésite.

Les passées oolithiques ne représentent que des accidents relativement rares, l'anhydrite est aussi riche en oolithes, mais elles y sont alors toujours écrasées. Nos clichés montrent le processus essentiellement mécanique de la transformation qui consiste en un aplatissement. La pression s'exerce dans un plan bien défini qui est le même pour la totalité du banc de roche.

Les oolithes se trouvent donc alignées suivant des directions d'aplatissement parallèles. Ce phénomène atteint des degrés variables d'intensité suivant les corpuscules et aboutit à la fragmentation et à la compression des couches sombres, cependant que les couches claires disparaissent (Pl. II, fig. 7-10). A la fin de cette évolution, il ne reste plus d'une oolithe qu'un mince filament noirâtre plus ou moins contourné. Or, les couches claires sont constituées de sel cryptocristallin, opaque et laiteux dans la plupart des cas. Après avoir été expulsé des oolithes sous l'effet d'une compression, le sel se retrouve dans le ciment sous forme des globules laiteux déjà mentionnés à plusieurs reprises (Pl. II, fig. 6).

Leur structure (Pl. II, fig. 11) est celle d'un amas cryptocristallin servant de noyau à un concrétionnement concentrique. Leur formation est postérieure à l'écrasement des oolithes, ils échappent en effet à l'aplatissement général, et leur croissance repousse les cristaux d'anhydrite qui prennent une position tangentielle à l'oolithe de sel.

Bien que le problème de la genèse des oolithes constituées par le couple sel-magnésite reste entier, et que pour l'instant on en soit réduit à leur sujet, moins qu'à des hypothèses, à des suppositions, il paraît bien probable que les globules de sel opaque proviennent de l'expulsion du sel hors des oolithes au cours de la déformation qu'elles ont subie. Tout phénomène susceptible de développer le gradient de pression nécessaire, en particulier la transformation de l'anhydrite en gypse, pourrait être capable de rendre compte de cette mobilisation du sel, dont le concrétionnement ultime pourrait se faire aussi sous forme oolithique et au sein d'un ciment d'anhydrite sans aucune remise en solution. Des oolithes à deux phases seraient ainsi susceptibles de donner naissance, en milieu solide, à un résidu de magnésite et à de nouvelles oolithes de sel, monophasiques.

II. Le forage A. Viaud à Faulquemont (Moselle).

COUPE STRATIGRAPHIQUE. — La direction des Houillères du bassin de Lorraine nous a demandé d'établir une partie de la coupe stratigraphique détaillée de cet ouvrage de recherche, entièrement carotté.

A) *Muschelkalk* proprement dit :

1. Calcaire à *Ceratites nodosus* 0,00 à 40,05 m
2. Calcaire à *Encrinus liliiformis* et faciès oolithiques associés 40,05 à 45,90 m

3. Couches blanches : calcaires dolomitiques gréseux blancs. Les quartz clastiques sont alignés suivant les plans de la stratification ; silex à 46,40
45,90 à 54,30 m

B) *Muschelkalk* marneux :

1. Couches grises 54,30 à 74,20 m
0,80 m marnes gris foncé
2,15 marnes gris clair
0,40 marnes noires
1,25 marnes grises

2,05 m	marnes à nodules dolomitiques
1,00	marnes foisonnantes
0,10	perte de carotte
1,50	marne à nodules de gypse et d'anhydrite
0,40	alternance de lits de marne et de gypse
0,55	marnes grises à nodules dolomitiques gypse et rognons d'anhydrite
0,85	marnes gris foncé
0,30	dolomie grise à nombreux sphérolites de gypse et filets de gypse fibreux
1,00	faciès oolithique dolomitique
1,65	marnes schisteuses alternativement grises et noires
1,00	marnes noires traversées par des filets ver- ticaux d'anhydrite ; gypse secondaire
1,00	marne noire gypseuse
2. La formation salifère 74,20 à 108,35 m	
74,20 à 85,75 m	chapeau d'anhydrite
85,75 à 87,50	marnes grises salées
87,50	traces de sel
87,50 à 107,5	marnes bariolées
107,50 à 108,35	anhydrite du mur

3. Argiles dites de Pexonne 108,35 à 135,10 m

Le sel n'est pas représenté dans le groupe de l'anhydrite, si ce n'est sous forme de quelques filets insignifiants. Nous n'avons remarqué aucune structure oolithique. Deux zones situées respectivement de 80,45 à 80,90 m et de 89,35 à 89,75 m sont le siège de remaniements importants de l'anhydrite (chevauchements, injections) qui peuvent être considérés comme des manifestations du diapyrisme.

Dans les couches grises, c'est le faciès oolithique qui va retenir notre attention. Développé sur 1 m d'épaisseur (Pl. III, fig. 1) il ne présente aucune transition avec les couches sus- ou sous-jacentes. On notera un lit de silex noir à sa base.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DE L'HORIZON OOLITHIQUE. — 1. *La zone du sommet.* Les oolites ont une section circulaire ou elliptique caractérisée par une succession alternante de couches de dolomie et de pyrite. Les strates du cortex sont soulignées par un alignement de microcristaux de pyrite intercalés entre deux couches consécutives. Le noyau est rarement individualisé ; un semis de cristaux de pyrite en souligne les contours.

Nous observons en outre un certain nombre de figures atypiques dont les plus fréquentes se rapportent aux types ci-après :

a) Cristaux de quartz incomplètement circonscrits dans une ébauche d'écorce dont le rayon de courbure est tel que l'ensemble ne pourrait jamais figurer une oolithe (Pl. III, fig. 2). Le dépôt de dolomie et de pyrite se fait dans ce cas sous une forme pseudo-oolithique,

mais il n'est pas différent de ces mêmes dépôts qui recouvrent des tests de Lamellibranches dans la même préparation.

b) Oolites déformées par effet de cisaillement (Pl. III, fig. 6).

c) Oolites corrodées avec phénomènes de remplacement consécutifs à la croissance des cristaux de ciment (Pl. III, fig. 7).

d) Tous les termes de passage entre la structure oolithique et les fantômes d'oolites dont la dolomie se confond avec une inégale intensité avec celle du ciment (Pl. III, fig. 8).

e) On remarquera enfin qu'à côté des structures typiquement oolithiques, la disposition alternante de la dolomie et de la pyrite peut intéresser des surfaces de forme quelconque qui n'ont rien à voir avec les oolites. Il apparaît donc que la mobilisation et la recristallisation de la pyrite est contemporaine de la dolomitisation, que cette dernière est une action secondaire qui s'applique en particulier sur des oolites préexistantes dont la constitution primitive reste inconnue, et sur tout corps susceptible d'être un support de concrétionnement (Pl. III, fig. 9).

Le ciment est essentiellement dolomitique, il contient une proportion importante de silice dont une partie est représentée par du quartz à extinction roulante fréquente, l'autre étant sous forme d'opale incolore ou faiblement teintée de jaune ou de vert. A l'intérieur des grains d'opale, on notera parfois des néocristallisations de quartz pyramidé (Pl. III, fig. 10).

2. *La zone basale.* Vers la base de l'horizon oolithique, l'intensité moindre de la dolomitisation rend possible l'observation de Foraminifères libres (Pl. III, fig. 5) ou engagés dans les oolites dont ils forment le noyau. La silicification prend ici une grande importance. Les oolites peuvent être classées en deux groupes.

a) Oolites à contours circulaires ou elliptiques pouvant se rapporter à des formes sphériques et ovoïdes, ou à ces dernières seulement vues sous des angles différents. Dans l'un comme dans l'autre cas, la structure est la même : le noyau est un agrégat calcédonieux ; l'écorce, un mélange de cristaux de dolomie et de calcédoine dont la disposition en couches concentriques n'apparaît bien qu'entre nicols croisés. Une auréole de cristaux isolés de dolomie complète l'ensemble (Pl. III, centre de la fig. 3).

b) Oolites reprises dans une seconde phase de silicification présentant des accroissements calcédonieux polaires, bipolaires ou excentriques. Leur symétrie coïncide ou est indépendante de celle de l'oolithe initiale qui est devenue le noyau du nouvel édifice. Dans ce second cas, l'auréole

de dolomie, fait généralement défaut (Pl. III, fig. 3 et 4).

Le ciment de la roche est dolomitique et calcédonieux à la fois ; le lit de silex qui se trouve tout à la base résulte d'une concentration de la silice qui ne dérange pas la répartition des oolithes.

La présence de coquilles de Lamellibranches,

abondantes, dolomitisées, peu profondément silicifiées, associée à celle des Foraminifères déjà cités, est nettement en faveur de conditions de sédimentation liées à une certaine proximité de la mer, bien qu'habituellement, les couches grises de l'Anhydritgrupp soient considérées comme lagunaires.

III. Le forage d'Essey-lès-Nancy.

Nous avons assuré la surveillance géologique de cet ouvrage destiné à atteindre la nappe aquifère du grès vosgien. La coupe géologique se résume ainsi :

I. Quaternaire :

0,00 à 1,80 m limons fossilifères

II. Lias :

1,80 à 2,20 m calcaire ocreux *stricto sensu*
 2,20 à 31,00 marnes du Sinémurien supérieur
 31,00 à 41,00 calcaires du Sinémurien et de l'Hettangien
 41,00 à 77,00 Rhétien : de 41 à 51 m, Marnes de Levallois ; de 51 à 77 m, grès infraliasiques.

III. Trias :

77 à 130 m Keuper supérieur
 130 à 148 Keuper moyen : de 130 à 137 m, Dolomie de Beaumont ; lacune des marnes irisées et du grès keupérien ; de 137 à 148 m ; marnes irisées rouges
 148 à 366 Keuper inférieur
 366 à 400 Lettenkhole
 400 à 532 Muschelkalk : de 400 à 437 m, Calcaires à Cératites ; de 437 à 442 m, Calcaires à entroques ; de 442 à 465 m, Couches grises ; de 465 à 492 m, Couches rouges ; le chapeau d'anhydrite et la formation salifère manquent ; de 492 à 503 m, mur d'anhydrite ; de 503 à 526 m, marnes irisées ; de 526 à 532 m, Grès de Ruau
 532 à 605 Grès bigarré : de 532 à 587 m, Grès à *Voltzia* ; de 587 à 605 m, Grès bigarré proprement dit
 605 à 659 conglomérat principal et grès roses.

Des passées oolithiques ont été rencontrées dans les couches de l'Anhydritgrupp à partir de 446 m de profondeur. Elles ne sont décelables qu'à l'examen à la loupe après traitement convenable des cuttings. Les travaux de forage ayant été exécutés par la méthode au rotary, nous ne sommes pas en mesure de donner, comme pour les autres forages ci-dessus, une coupe stratigraphique détaillée de l'horizon étudié. Toutefois, en utilisant des critères simples, à savoir : coloration, friabilité, réaction à l'acide concentré ou étendu, pourcentage et caractères des marnes encaissantes, en procédant à des examens systématiques suivis de confection de

plaques minces, nous croyons avoir éliminé au maximum les causes d'erreurs dues aux retombées. Les observations que nous avons faites doivent donc être considérées comme valables pour la profondeur à laquelle elles correspondent, toute extrapolation doit volontairement être écartée.

Intercalées dans les marno-calcaires vivement colorés du Muschelkalk marneux, des passées exclusivement oolithiques (Pl. IV, fig. 1) retiennent l'attention. Constituant à peu près exclusif de la roche, la dolomie englobe parfois de rares plages de glauconie ; elle a complètement envahi les noyaux et les cortex dont on ne distingue plus ni la structure ni les limites, elle cristallise très largement dans le ciment, de sorte que l'on n'observe plus que des fantômes d'oolithes. Ce caractère est commun sans aucune exception à toutes les couches oolithiques situées entre 446 et 457 m de profondeur.

A 459 m, des oolites de grande taille ont une écorce dolomitique stratifiée bien distincte d'un noyau microcristallin également magnésien, mais sans forme précise. Un ciment d'anhydrite envahit fréquemment les noyaux et disloque les cortex en s'enfonçant comme un coin au cours de sa cristallisation (Pl. IV, fig. 6 et 7). Finalement des filaments contournés de dolomie figurent les résidus d'oolithes qui ont subi une sulfatation très poussée (Pl. IV, fig. 13).

Les étapes de l'épigénie dolomie-sulfates apparaissent très nettement au microscope, nous en retiendrons deux aspects :

a) les contours d'une oolithe s'effacent irrégulièrement dans un processus de remplacement ; on note un reste de stratification corticale, un résidu de nucléus, et à l'intérieur de l'oolithe, des cristaux disséminés de dolomie engagés dans une auréole de sulfate (Pl. IV, fig. 8). Le remplacement des carbonates par les sulfates apparaît encore plus net sur le cliché suivant (Pl. IV, fig. 9) qui intéresse des cristaux dispersés dans le ciment ;

b) nous retiendrons encore le cas d'une oolithe soumise à une digestion asymétrique. Le noyau

est déjà complètement gypsifié ; de l'écorce, il ne reste plus qu'un secteur dont la structure est respectée. Le reste de la masse dolomitique est comprimée en un amas de cristaux qui s'effacent devant la progression des sulfates du ciment (Pl. IV, fig. 11 et 12).

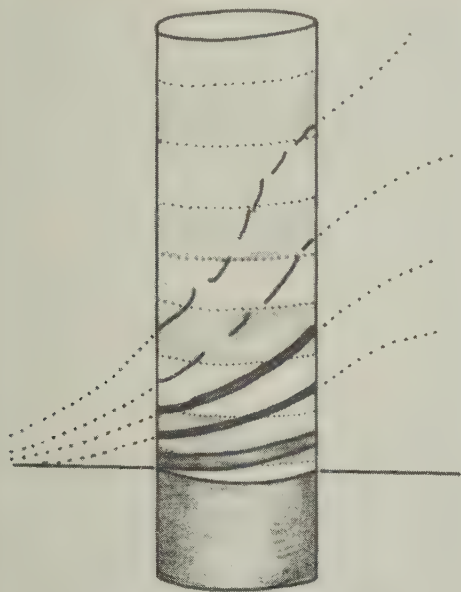


FIG. 1. — Sel transparent parcouru par des filets marneux (voir p. 32 et 33).

Ces remarques sont valables pour la zone allant de 459 à 470 m de profondeur.

De 479 à 485 m, nous trouvons des couches oolithiques un peu différentes. Les oolithes sont toujours dolomitiques, leur noyau sphérique et microcristallin est bien individualisé. Les strates de l'écorce, régulièrement concentriques, peuvent comporter assez souvent une couronne intercalaire de grains de silice secondaire sous forme d'opale (Pl. IV, fig. 2 L. N., L. P.). Le ciment est

dolomitique et gypseux à la fois, ces deux minéraux étant répartis de façon assez régulière. Nous n'avons pas observé de façon certaine l'envahissement de ce faciès par les sulfates, et nous pourrions nous trouver dans une zone dont l'équilibre chimique est stable.

En résumé, au forage d'Essey-lès-Nancy, l'étude des couches oolithiques intercalées dans la série de l'Anhydritgrupp met en évidence l'existence d'oolithes dolomitiques souvent fantomatiques. La dolomitisation serait donc déjà un phénomène secondaire. Dans la partie moyenne de la zone oolithique, une gypsification active digère la dolomie et en efface les structures. Il n'est cependant pas possible de saisir le détail des relations des différentes couches oolithiques entre elles, et le sens de l'évolution chimique du sédiment.

La présence de corpuscules à structure oolithique n'apparaît plus d'ores et déjà comme un accident exceptionnellement rare dans les formations dites lagunaires du Trias lorrain de faciès germanique classique. Il est encore trop tôt pour s'autoriser à tirer des conclusions d'ordre général s'appuyant sur nos observations. Nous pouvons indiquer toutefois que l'étude de neuf autres forages, ayant atteint en des points différents de notre région la formation salifère du Keuper inférieur, ne nous ont pas donné l'occasion de procéder aux mêmes constatations, et que d'autre part, en ce qui concerne le gîte de la concession de Sarralbe, l'horizon d'anhydrite oolithique y est connu par les exploitants depuis longtemps ; ces derniers savent parfaitement (communications orales) que cette roche, communément désignée par eux sous le terme de « grès », représente l'extrême base de la formation salifère, et qu'il est inutile de forer plus avant. La présence de ce « grès » ne nous satisfaisait pas au point de vue stratigraphique, et son étude a donné les résultats que nous venons d'exposer.

On ne manquera pas cependant d'insister sur ce fait que des structures oolithiques ont pu être découvertes en des points aussi éloignés les uns des autres, dans les couches du groupe de l'anhydrite et de la formation salifère qui lui est associée.

Bibliographie.

- AVIAS J. (1949). — Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels ou subactuels de pétrogenèse et autres dans les marais côtiers de Moindou et Canala (Nouvelle-Calédonie). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 277.
- (1952). — Sur la formation actuelle de gypse dans certains marais côtiers de la Nouvelle-Calédonie. *C. R. 19^e Congr. géol. intern. Alger*, section IV, fasc. IV, p. 7.
- BOURCART J. et RICOUR J. (1952). — Essais sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *Ibid.*, sect. XIII, fasc. XIII, p. 35.
- DESTOMBES J. P. (1949). — Contribution à l'étude du Trias salifère de la région nord-orientale des Pyrénées. Les sondages de Fitou. *Publ. B. R. G. G. M.*, n° 7.
- DUBOIS G. E. A. (1952). — Nomenclature française du Trias germanique. *C. R. 19^e Congr. géol. intern. Alger*, sect. XIII, fasc. XIII, p. 131.
- RICOUR J., BOURCART J. et LEVÊQUE P. (1958). — Répartition et origine des sulfates du Trias rencontré par les sondages profonds du bassin de Paris. *C. R. Ac. Sc.*, t. 247, p. 1882.

EXPLICATION DES PLANCHES I A III (FIG. 1-10) ET IV.

PLANCHE I.

Forage de Holving n° 1.

- FIG. 1. — A la partie supérieure des marnes, dislocations par cristallisations isolées de sel ($\times 1/3$).
- FIG. 2. — Brèche de marnes irisées de niveaux stratigraphiques différents, souvent étrangères à la formation salifère, cimentées par du sel ($\times 1/3$).
- FIG. 3. — Nodule intraformationnel d'anhydrite dans une intercalation de marnes anhydritiques entre deux masses de sel ($\times 1/3$).
- FIG. 4. — Passage de l'anhydrite (en bas) au gypse plissé ($\times 1/3$).
- FIG. 5. — « Galet » d'anhydrite inclus dans une brèche de marnes irisées bariolées. En haut, filonnet de sel saumon fibreux vertical ($\times 1/4$).
- FIG. 6. — Un aspect de la stratification dérangée de l'anhydrite ($\times 1/4$).
- FIG. 7. — Exemple d'injection d'anhydrite et (en bas) nodules intraformationnels ($\times 1/4$).
- FIG. 8. — Injection verticale de sel dans la masse d'anhydrite et déformations de ce dernier à l'avant du front du sel ($\times 1/2$).

PLANCHE II.

Forage de Holving n° 1.

- FIG. 1 et 2. — Oolites typiques (1 : L. N. ; 2 : L. P.) ($\times 180$).
- FIG. 3. — Deux types de structures corticales ($\times 180$).
- FIG. 4. — Complexe oolithique ($\times 180$).
- FIG. 5. — Les phénomènes de dyapirisme à l'échelle microscopique : une oolithe brisée et dissociée ($\times 125$).
- FIG. 6. — Anhydrite oolithique. Les oolites aplaties apparaissent alignées suivant des plans grossièrement parallèles. Au milieu, des globules de sel blanc laiteux ($\times 3$).
- FIG. 7 à 10. — Étapes successives reconstituées de l'écrasement des oolites au sein de l'anhydrite.
- FIG. 11. — Détail de la fig. 6 : globule de sel à structure oolithique ($\times 180$).
- FIG. 12. — Un aspect de l'anhydrite oolithique ($\times 1/2$).

PLANCHE III.

Forage A. Viaud à Faulquemont.

- FIG. 1. — Le faciès oolithique grandeur naturelle ; à la base du cliché et à gauche, filonnet de gypse fibreux secondaire.
- FIG. 2. — Deux aspects de la formation de pseudo-oolithe ($\times 125$).
- FIG. 3. — Oolithe à couronne de cristaux de dolomie au centre et oolithes à accroissement polaires symétriques ou dissymétriques ($\times 180$).
- FIG. 4. — Oolithe à silicification secondaire excentrique ($\times 180$).
- FIG. 5. — Foraminifère engagé dans une auréole de calcédoine ($\times 125$).
- FIG. 6. — Oolithes cisailées avec déplacement limité ($\times 125$).
- FIG. 7. — Diffusion de la dolomie d'une oolithe dans le ciment, le recul de la pyrite souligne la progression de la cristallisation ($\times 125$).
- FIG. 8. — Différents stades de la fantomatisation des oolithes ($\times 125$).
- FIG. 9. — Dépôt concrétionné de dolomie et de pyrite sur un substrat quelconque ($\times 125$).
- FIG. 10. — Cristallisations de quartz pyramidé dans un fragment d'opale ($\times 270$).

Les figures 11 à 15 se rapportent à la note additionnelle ; voir la légende, p. 42.

PLANCHE IV.

Forage d'Essey-lès-Nancy.

- FIG. 1. — Aspect général d'une préparation à partir des cuttings ($\times 45$).
- FIG. 2. — Oolithes dolomitiques à couronne corticale d'opale. L. N. et L. P. ($\times 125$).
- FIG. 3. — Fantômes d'oolithes dans un ciment dolomitique ($\times 125$).
- FIG. 4. — Fantômes d'oolithes dans un ciment gypseux ($\times 125$).
- FIG. 5. — Gypsification des oolithes ($\times 125$).
- FIG. 6-7. — Détail de la gypsification d'une oolithe ; dislocation de l'écorce par cristallisation du gypse ($\times 180$).
- FIG. 8. — Gypsification d'une oolithe. Noter les restes d'organisation corticale et nucléaire ($\times 180$).
- FIG. 9. — Substitution du gypse à la dolomie : résidu de cristaux de dolomie à l'intérieur d'un néo-cristal de gypse ($\times 270$).
- FIG. 10. — Sulfatation d'un sédiment dolomitique ($\times 180$).
- FIG. 11. — Sédiment dolomitique gypsifié, résidu d'oolithe ($\times 180$).
- FIG. 12. — Détail du cliché précédent, noter à la périphérie de la zone écrasée, des cristaux de dolomie auréolés de gypse (flèche) ($\times 270$).
- FIG. 13. — Stade ultime de la gypsification des oolithes, seuls quelques filaments contournés de dolomie en cours de digestion par les sulfates subsistent dans un ciment de gypse d'où les oolithes ont disparu ($\times 180$).

Sur l'existence de sédiments oolithiques dans les grès dolomitiques du Trias (inférieur?) de Lorraine

par Raymond LAUGIER¹.

PLANCHE III, FIG. 11 A 15.

Sommaire. — En divers points de la Lorraine (Holving, Faulquemont, Essey-lès-Nancy), l'étude des forages profonds a permis de mettre en évidence l'existence de structures oolithiques dans les couches du groupe de l'anhydrite et dans la formation salifère des argiles de Pexonne. Des oolithes dolomitisées viennent d'être découvertes à Apach dans les grès et dolomies du Grès à *Voltzia*, dans la zone axiale de l'anticlinal du Hunsrück près de Sierck.

Dans le cadre de nos travaux sur les nappes de cailloutis du bassin de la Moselle [Laugier, 1959], nous assurons la surveillance géologique d'une série de sondages de reconnaissance à Apach, à la frontière franco-sarro-luxembourgeoise. Nous présentons ici les tous premiers résultats, nous réservant de développer ultérieurement l'ensemble des problèmes stratigraphiques, pétrographiques, hydrologiques et cartographiques posés par ces recherches.

Dans le défilé de Sierck et aux environs, des pointements de quartzites rapportés aux quartzites du Taunus jalonnent en plusieurs points l'axe anticlinal du Hunsrück. Les auteurs ont montré à plusieurs reprises [Forche, 1935 ; Grauvogel, 1947 ; Théobald, 1932, 1951] qu'ils étaient émergés lors de la sédimentation gréseuse triasique, et qu'ils n'ont été recouverts qu'au Muschelkalk moyen.

Après avoir traversé les alluvions modernes mosellanes, les forages ont rencontré un substrat répondant :

- soit aux caractères de la dolomie du Stromberg abaissée par failles ;
- soit aux caractères du Grès bigarré qui se présente sous un faciès particulier.

Les coupes des vingt-six forages exécutés jusqu'à présent comportent toutes des séries de couches gréseuses intercalées de marnes bariolées à faciès keuper. Une dolomitisation et une silicification secondaires d'inégale intensité compliquent les séquences lithologiques.

Parmi les grès, il faut distinguer :

- un grès micacé rouge à grain très fin, plus ou moins argileux, souvent fissile ;
- un grès gris verdâtre, irrégulièrement argi-

leux, à stratification très fine soulignée par des lits de mica blanc, de matières charbonneuses finement broyées et de minéraux divers comme les chlorites en particulier.

Parmi les marnes nous séparerons :

- des marnes rouges plastiques ou fissiles, micacées, irrégulièrement chargées de sable ; le passage au grès se fait indifféremment de façon brusque ou en transition continue ;
- des marnes grises micacées à inclusions charbonneuses fréquentes.

La persistance du mica blanc est le seul critère qui rappelle l'appartenance de ces marnes au Grès bigarré.

La stratification est très régulièrement sub-horizontale, les zones à stratifications obliques (20 à 45°) probablement entrecroisées sont les plus riches en débris végétaux, ces derniers étant strictement répartis dans les seules couches grises. Les grès ont livré *Equisetites arenaceum* SCH. et MOUG., et les marnes *Voltzia heterophylla* BR. Il existe une faune dans laquelle les genres *Myophoria*, *Mytilus* et *Modiola* sont représentés avec certitude ; un grand nombre d'autres coquilles ne sont pas identifiables en raison de la granulométrie du milieu peu apte à conserver les détails. L'existence des Vertébrés est certaine. La faune est répartie aussi bien dans les grès rouges, que dans les grès gris et dans les dolomies, elle manque dans les marnes bariolées.

La découverte des traces d'une faune à affinités saumâtres ou marines dans le Grès bigarré n'est pas une notion nouvelle, presque tous les groupes zoologiques ont été identifiés. Comme il

1. Note présentée à la séance du 2 mars 1959.

en est de même pour le Grès coquillier, un doute subsiste quant à l'attribution stratigraphique stricte des couches traversées par les sondages.

PÉTROGRAPHIE. — Les couches de grès à ciment dolomitique et les dolomies massives comportent des passées d'importance variable chargées d'oolithes disséminées dans la roche. Les oolithes brisées rares, la présence de grains de quartz anguleux dans les noyaux (Pl. III, fig. 11 *b*), l'existence de microgalets entourés d'une ébauche de cortex autorisent à penser que la formation des oolithes est postérieure à l'apport du matériel clastique dans le milieu. Il faut encore noter l'existence de microgalets oolithiques (Pl. III, fig. 15).

Les oolithes sont dolomitiques, l'écorce bien développée ne se distingue du noyau que par la taille et la disposition des cristaux (Pl. III, fig. 11 *a*). La dolomie est cryptocristalline la plupart du temps (Pl. III, fig. 12); effaçant les structures des recrystallisations aboutissent à des fantômes d'oolithes (Pl. III, fig. 13). La dolomitisation de ces sédiments arénacés poreux, phénomène chimique qui s'est effectué en milieu réducteur a été suivi de cristallisations (Pl. III, fig. 14) qui coïncident avec la mobilisation de la silice; cette dernière épigénise les débris de coquilles ou se dépose sous forme de calcédoine ou d'opale.

CONCLUSIONS. — Les sondages exécutés montrent une périodicité du dépôt des grès, marnes bariolées et dolomies oolithiques; l'épaisseur modeste des couches peut s'expliquer par un déplacement rapide des lignes de rivage. Bien que la flore habituelle dite caractéristique du Grès à *Voltzia* ait été identifiée dans une partie des sédiments dont l'origine continentale est indubitable, la présence d'une faune à affinités saumâtres et marines n'est pas tout en faveur de l'attribution de ces couches au Grès bigarré. Quoique de telles faunes aient été décrites depuis longtemps dans le Grès bigarré proprement dit, il convient de faire des réserves en ce qui concerne le complexe grès-marnes-dolomie des environs d'Apach.

L'apparition d'édifices oolithiques liés à la micro-agitation intense que reflète la trituration prolongée des matières végétales est une notion nouvelle qui indique la proximité d'une zone de sédimentation marine active. Des courants côtiers amènent des microgalets de sédiments entièrement oolithiques dépourvus d'éléments clastiques, tandis qu'en bordure d'un rivage, dans une zone de conflit entre les domaines marin et épicontinental, les oolithes continuent à s'édifier en empruntant aux apports siliceux continentaux les matériaux qui leur serviront de noyau.

Bibliographie.

- FORCHE F. (1935). — Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteines im Umkreiseder Vogesen. *Mitt. geol. Stattd-Inst. Hamburg*, Bd XV, p. 15-55 (abondante bibliographie ancienne).
- GRAUVOGEL L. (1947 a). — Contribution à l'étude du Grès à *Voltzia*. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 35-37.
- (1947 b). — Note préliminaire sur la flore du Grès à *Voltzia*. *Ibid.*, p. 64-66.
- (1947 c). — Note préliminaire sur la faune du Grès à *Voltzia*. *Ibid.*, p. 90-92.
- LAUGIER R. (1959). — Inventaire des ressources en matériel alluvial dans le bassin de la Moselle et l'ancienne Moselle-Meuse. Catalogue des forages à la nappe alluviale dans tout le bassin. 1 vol. + 1 album cartes (sous presse).
- LUCIUS M. (1937). — Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. *Publ. Serv. Carte géol. Luxembourg*, vol. I.
- (1941). — Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oesling. *Ibid.*, vol. III, p. 6-275.
- (1948). — Das Gutland. *Ibid.*, vol. V.
- (1953). — Quelques aspects de la géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. *Ibid.*, vol. IX.
- THÉOBALD N. (1932). — Le pays de Sierck. Description géologique. *Bull. Soc. Hist. nat. Moselle*, n° 33, p. 1-45.
- (1951). — Stratigraphie et paléogéographie du Buntsandstein dans le SW de l'Allemagne et le NE de la France. *Ibid.*, n° 36.

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

FIG. 11 A 15.

- FIG. 11 *a*. — Oolithe dolomitique, noyau et cortex multistrates différenciés ($\times 90$).
- FIG. 11 *b*. — Oolithe ayant emprunté du matériel clastique au milieu ambiant pour servir de nucléus ($\times 90$).
- FIG. 12. — Type d'oolithe à noyau et cortex peu différenciés ; remarquer la recristallisation de la couche la plus externe (L.N. et L.P., $\times 90$).
- FIG. 13. — Oolithe dolomitique à petit noyau et cortex largement développé ; structure fantomatique ($\times 90$).
- FIG. 14. — La recristallisation de la dolomie est associée à la mobilisation de la silice qui se redépote sous forme de calcédoine ou d'opale. Cette dernière est alors fréquemment accompagnée de grands cristaux de dolomie ($\times 180$).
- FIG. 15. — Microgalet de dolomie oolithique ($\times 90$).
-

Étude tectonique du massif de la Loube (Var)

par Guy MENNESSIER¹.

Sommaire. — Le massif de la Loube est un exemple typique de la tectonique des chaînes provençales. Son étude tectonique met en évidence la subdivision de la couverture jurassique en une mosaïque de panneaux qui se sont déplacés avec une indépendance relative. Le découpage de ces panneaux provient du morcellement du socle en une série de voussoirs par rejeu postérieur d'accidents hercyniens. La formation de la mosaïque et la mise en place des plissements E-W remontent essentiellement à la phase dano-bégudienne, faisant suite à une série de déformations durant le Crétacé. Les chevauchements de la couverture jurassique et les déplacements de panneaux datent de la phase provençale, à la limite Lutétien-Bartonien. Tous ces phénomènes se sont produits sous l'influence directe du socle. Le déplacement relatif entre celui-ci et la couverture jurassique paraît très faible, soit de l'ordre du kilomètre.

INTRODUCTION. — Le massif jurassique de la Loube se dresse au S de Brignoles, couvrant un rectangle de 10 km sur 5, allongé d'E en W. Culminant à 829,3 m, il est limité au N par de hautes falaises dolomitiques, hérissées de clochetons, qui dominent la dépression crétacée du synclinal de Camps. Au S, le massif descend rapidement vers la plaine alluviale de Garéoult, sous laquelle se cache une aire plissée de Muschelkalk. La dépression triasique, que suit la route de Brignoles à la Roquebrussane, le sépare à l'W des collines de Mazaugues constituant l'extrémité du massif de la Sainte-Baume. Sa limite orientale est moins nette, car il s'ennoie doucement sous le Jurassique supérieur. On peut toutefois le limiter à la zone déprimée N-S qu'empruntent la route et la voie ferrée de Brignoles à Carnoules et qui correspond à un large transsynclinal méridien. A l'E de ce dernier, le Jurassique se relève pour former le massif de Saint-Quinis.

Le massif de la Loube n'a été l'objet que d'un très petit nombre d'études tectoniques. Le travail fondamental reste une note ancienne de Ph. Zürcher, qu'il consacra en 1891 à l'étude du prolongement vers l'E de la chaîne de la Sainte-Baume. A. Lanquine avait entrepris une nouvelle étude de cette région, que la mort empêcha malheureusement de mener à bonne fin. G. Corroy [1939], en limitant son étude de la Sainte-Baume au méridien de la Roquebrussane, soulignait ainsi l'indépendance du massif de la Loube. Le diplôme d'Études supérieures de M. Bellemère, sous la direction de M. L. Lutaud, a porté sur la région voisine du val de Camps. Enfin, tout récemment, C. Cornet [1957] a publié une inté-

ressante étude tectonique et morphologique de la région de Méounes et de la Roquebrussane, où elle envisage certains éléments méridionaux du massif de la Loube.

Des levés détaillés, à l'échelle du 20 000^e, effectués sur les plans directeurs et les photographies aériennes, me permettent d'apporter de nombreuses précisions et de donner une interprétation souvent originale de cette intéressante région.

I. ANALYSE TECTONIQUE. — Il est commode de distinguer, d'W en E et du NW vers le SE, les grands éléments suivants (fig. 1).

D'abord, à l'W, la *bande triasique de la Roquebrussane* qui finit en pointe dans le flanc nord du synclinal de Camps, qu'elle sépare ainsi de celui du Plan d'Aups-Mazaugues dont il est le prolongement. Ensuite vient le *compartiment proprement dit de la Loube*, limité à l'E par la grande faille NNE-SSW du même nom, cotée f^4 et largement chevauchant vers le N sur le synclinal de Camps. Plus à l'E s'allonge le *panneau de l'Amarron*, bordé à l'E par la grande faille f^5 . Celle-ci se détache, au S, de la faille f^4 , puis se dirige vers le NE en ondulant, pour s'infléchir finalement vers l'E et s'effacer dans le flanc méridional du synclinal de Camps. L'angle nord-ouest du panneau de l'Amarron est nettement chevauchant, mais celui-ci s'enracine latéralement à l'E. Plus en avant, et dominant de très haut le Crétacé, se dresse le *roc escarpé de Candelon*, en recouvrement, dont l'origine sera étudiée plus loin.

1. Note présentée par J. AUBOUIN à la séance du 2 février 1959.

Au-delà de la faille de l'Amarron f^5 , le reste du massif de la Loube forme un ensemble homogène, entamé à l'W par les failles WSW-ENE de Garbelle f^7 , et du Jas de Canolles f^8 . La première, à regard nord, est longue de 9 km ; la seconde, avec un rejet de sens inverse, n'atteint que 3 km. Entre la Roquebrussane et Garéoult, le bord sud du massif est affecté par une faille normale peu

inclinée qui entraîne l'étirement de la base du Lias.

1. *Le Trias de la Roquebrussane*. Il s'agit d'un appendice dirigé vers le N, issu du massif triasique qui se cache sous les cailloutis de la plaine de Garéoult, et symétrique de celui qui assure vers le S la liaison avec les plis de Muschelkalk de Méounes-les-Montrieux.



FIG. 1. — Carte structurale de la base du Bathonien calcaire dans le massif de la Loube.

Equidistance des courbes de niveau = 100 m. Altitudes absolues en hectomètres.

Le Trias de la Roquebrussane est limité à l'W par la faille-limite du massif de la Sainte-Baume, en gros N-S et longue de 12 km. Celle-ci est d'abord dirigée N-S de Méounes à la Roquebrussane, puis s'infléchit vers le NW, pour finalement se rabattre vers le N après avoir décrit un arc. A l'E, la faille f^1 , à peu près parallèle à la précédente mais accidentée de rentrants, sépare le Trias du massif de la Loube. Si bien que le compartiment triasique affecte la forme d'un croissant asymétrique et effilé vers le Nord.

Si on examine ce dernier de plus près, on voit sa corne septentrionale formée de Keuper : « marnes irisées » à cristaux de quartz bipyramidés et cargneules, amas de cargneules, gypses panachés blancs et rouges visibles dans un aven

sur le flanc nord du Capucin et sur le chemin de Mempenti. Vers le S, le Keuper disparaît sous le Miocène et les alluvions récentes, ou des éboulis. Deux pointements de Muschelkalk, au N de la Roquebrussane, indiquent que la corne sud est surtout composée de Muschelkalk.

FIG. 2. — Coupes sérieées N-S au travers du massif de la Loube.

Fx : alluvions anciennes et modernes ; E : éboulis ; c 6-5 : Campanien-Santonien (y compris le Cénomaniens coupes 6-7) ; B : bauxite ; c 1 n 6 : Albien-Aptien supérieur ; j 9-3 : Jurassique supérieur (dolomies et calcaires marmoréens) ; j 2^b : Bathonien supérieur calcaréo-marneux ; j 2^a-1 : série marneuse à *Cancellophycus* ; l 6-4 : Lias supérieur ; l 2 : Hettangien ; l 1 : Rhétien ; t 3 : Keuper ; t 2^c : Lettenkohle ; t 2^b : Muschelkalk calcaire. L'emplacement des coupes est porté sur la fig. 1.

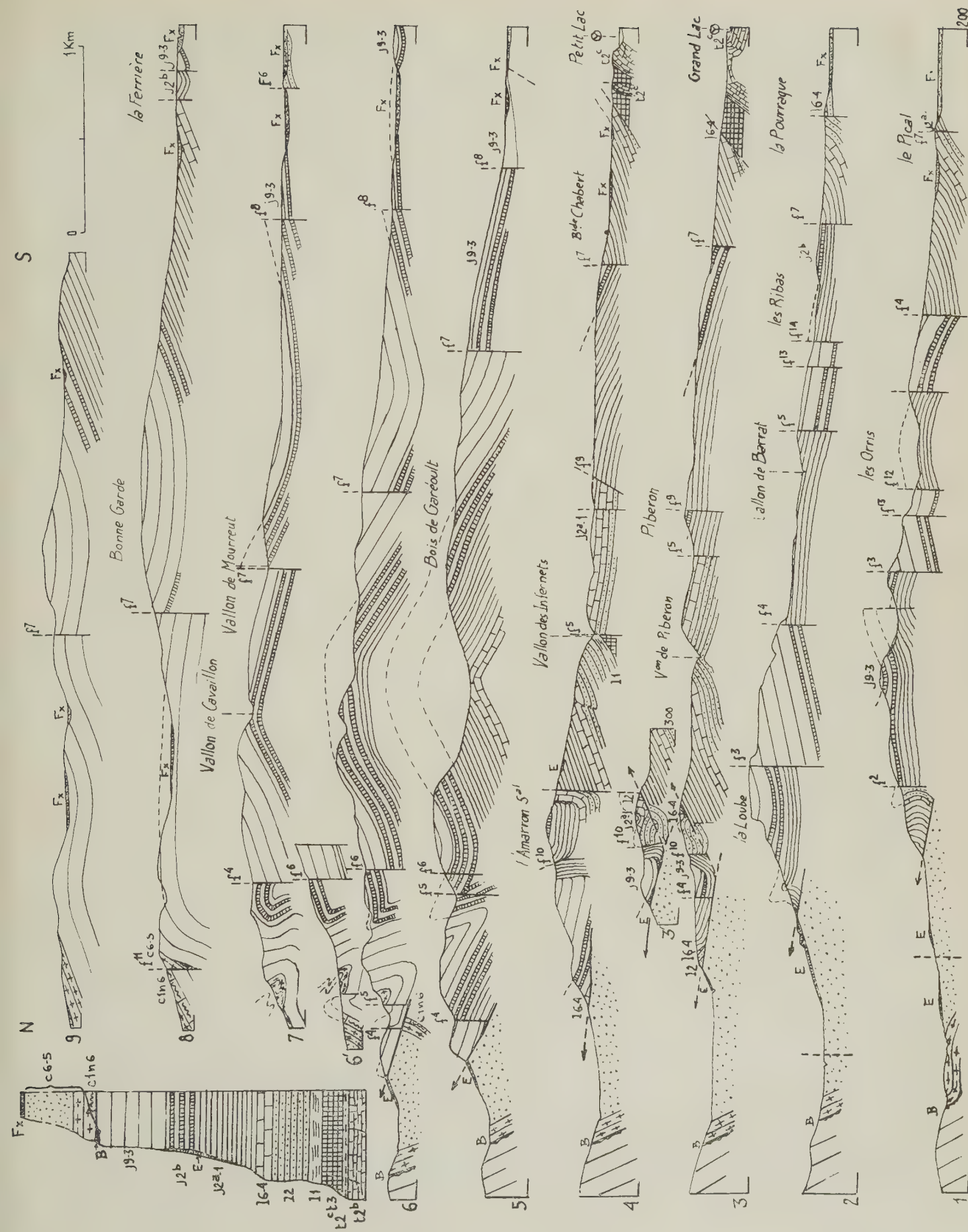


Fig. 2. — Voir légende page 44.

Le croissant triasique s'accompagne, au N de Memptenti, d'un triangle de Jurassique réduit et de Fuvélien, coïncé entre la faille occidentale et un couloir de Keuper longeant la faille f^1 . Ce triangle est essentiellement formé des dolomies jurassiques supérieures de la colline du Capucin, qui tire son nom d'une aiguille dolomitique à la silhouette évocatrice. Ces dolomies, avec un copeau pincé de calcaire à Rudistes, sont flanquées à l'E d'une lame de Dogger à *Cancellophycus*, accompagnée d'un lambeau de marnes jaunes fuvéliennes à fossiles dégagés blancs et noirs (*Campylostylus galloprovincialis* MATH. var. *scalaroides* OPP., *Melania* cf. *praelonga* MATH.). Le long de la faille occidentale, les dolomies émergent des calcaires et des grès santoniens très étirés et redressés à la verticale, avec même un peu de bauxite à la pointe nord du triangle. Plus au S, tandis que le croissant s'élargit, il ne subsiste aucun copeau de Jurassique sur le Trias.

Le parallélisme approximatif des deux failles bordières du Trias de la Roquebrussane incite à se demander s'il n'y a pas eu à l'origine une seule faille, la faille-limite du massif de la Sainte-Baume, dont les lèvres jurassiques se seraient écartées lors de la mise en place des chevauchements, le Keuper s'injectant dans la plaie béante et entraînant au passage des copeaux dont on retrouverait une trace au Capucin. L'allure arquée pourrait d'ailleurs avoir été acquise secondairement par déformation des lèvres de la faille originelle. Le rejet de celle-ci, qui dépasse 1 000 m, montre qu'elle résulte de la répercussion immédiate d'une cassure du socle. On voit aussitôt que le Trias de la Roquebrussane est porté par une crête tranchante du socle. Ce voussoir, dans son déplacement ascendant, a certainement facilité, sinon provoqué, l'écartement des lèvres jurassiques et la montée du Keuper. On a là un bel exemple de *diapirisme de voussoir*.

2. *Le compartiment de la Loube* (fig. 2, 1-3). De forme trapézoïdale, il présente une structure simple, perturbée toutefois par de nombreuses failles. Chevauchant vers le N le synclinal de Camps, il est constitué essentiellement aux affleurements par une épaisse série dolomitique reposant sur le Dogger calcaréo-marneux. Celui-ci dessine, au N du sommet de la Loube, une charnière anticlinale bien visible dans les ravins escarpés, sous les falaises dolomitiques. En se dirigeant vers le SW, on voit la série liasique apparaître à la charnière dans un style éjectif. Au N, le Lias à silex se montre déversé à 45°, tandis que l'Hettangien est vertical et en contact par la faille f^2 avec les dolomies du Malm.

À l'angle nord-est du compartiment, une écaille directe d'Hettangien, subordonnée aux calcaires à silex très étirés, apparaît sous le Dogger marneux. Cette écaille repose sur le Crétacé par l'intermédiaire d'une lame de calcaires marmoréens du Jurassique supérieur. Plus à l'W, la nature du contact chevauchant ne fait aucun doute entre le Dogger à *Cancellophycus* et le Valdo-Santonien. Malgré un encrassement des versants par les éboulis, la topographie marque bien l'allure sinueuse du contact, qui est d'ailleurs visible dans plusieurs ravins. À 500 m au NE du Capucin, des blocs éboulés de calcaires marmoréens indiquent l'existence d'une écaille qui ne paraît plus.

La partie arrière du panneau de la Loube est cassée par la faille perpendiculaire NW-SE de la Nible f^{13} , qui brise aussi les compartiments voisins. Au S de cette faille, aux Orris, le Bajocien-Bathonien calcaréo-marneux apparaît en un léger anticlinal bordé de failles (f^{12} , f^{13} en particulier.)

Il reste à étudier la partie la plus complexe du compartiment, à savoir sa bordure occidentale, le long de la faille f^1 .

En remontant vers le N, de la Roquebrussane à Vaulongue, on voit que la structure reste simple : le Jurassique supérieur dolomitique ou marmoréen étant en contact direct, d'ailleurs mal visible sous les éboulis, par la faille f^1 avec le Keuper. Après la traversée du vallon de Vaulongue, les choses se compliquent sur la butte 498,9, formée de dolomies jurassiques qu'une petite faille NNW-SSE sépare de l'Hettangien, l'ensemble étant compris entre la faille f^1 et le prolongement décalé de la faille f^2 . Sur la lèvre orientale de celle-ci, la série normale toarcobathonienne se révèle incomplète et très étirée à sa base. On interprète logiquement l'existence des dolomies jurassiques comme appartenant au flanc septentrional de la charnière frontale. L'Hettangien représenterait alors un élément éjectif de la charnière anticlinale ; il est limité au N par un saillant de Keuper.

Au N de celui-ci, le Dogger à *Cancellophycus* dessine très nettement la charnière frontale, dont le flanc septentrional plonge à 45° au NW. Au S de Memptenti, le Dogger se complète à l'extérieur par une lame de dolomies jurassiques, dont il est séparé par une faille verticale qui est probablement la réapparition de f^2 après un parcours sous des éboulis. Les dolomies jurassiques sont elles-mêmes flanquées au NW par des calcaires marneux et des grès pétris de *Corbicula* fuvéliens. Ce Fuvélien apparaît froissé, subvertical ou plongeant rapidement vers le SE. Il est limité

au NW par le couloir de Keuper, signalé plus haut, qui se marque au col même du Capucin par un entonnoir.

Le contact entre les dolomies et le Fuvélien est onduleux. Rapidement, le Dogger marneux vient au contact de ce Crétacé. Des éboulis masquent malheureusement ce contact qui n'est certainement pas rectiligne. Vers le NE, la réalité du chevauchement ne fait pas de doute. Aussi est-il logique d'admettre que le Fuvélien de Mompenti représente l'extrémité sud-ouest du synclinal de Camps. Le chevauchement de la Loube s'esquisserait dès ce point, d'abord redressé entre les dolomies jurassiques supérieures et les couches à Corbicules, le long du Trias diapir de la Roquebrussane. Puis, s'aplanissant rapidement vers le NE, le chevauchement déborderait le cœur arasé du synclinal de Camps.

3. *Le compartiment de l'Amarron* (fig. 2, 2-6). Son bord nord est constitué par le Bathonien supérieur chevauchant. Au S des Hautes-Bastides, une écaille s'intercale à la base, composée d'un peu de calcaires marmoréens, surmontés d'un témoin infime d'Hettangien et d'une lame plus continue de Lias à silex. Au-dessus vient le Dogger à *Cancellophycus* qui réapparaît à la base de la série chevauchante.

L'entaille du vallon de Valescure détermine un petit golfe tectonique dans la masse charriée, prouvant un recouvrement d'au moins 400 m. Au fond de ce golfe, la série chevauchante débute par les calcaires marneux du Bathonien supérieur très réduits et surmontés par les dolomies du Malm, et est bientôt limitée par la faille flexure verticale f^{10} que borde le Dogger à *Cancellophycus*.

Au S de celui-ci, supportant le large col qui s'incurve entre la Loube et l'Amarron, se dresse un horst d'Hettangien, subdivisé par un synclinal de calcaires à silex, lui-même interrompu par de petites failles obliques. Ce synclinal affecté d'étiements intenses plonge brusquement vers l'E en s'élargissant, pour supporter la série régulière du Dogger de l'Amarron. L'anticlinal accessoire nord, faillé, se perd à l'E dans un enveloppement de Bajocien-Bathonien marneux amorçant l'anticlinal dirigé E-W du vallon de l'Amarron, qui se prolonge dans le panneau suivant. L'anticlinal méridional du môle est limité par une faille sinueuse marquant le chevauchement du bord sud du horst sur une série régulière de Dogger à *Cancellophycus*. Ce chevauchement est dû à une cassure peu inclinée qui a cisailé la faille limitant originellement le horst au S. Ce petit chevauchement s'arrête à l'E contre une courte faille, au-delà de laquelle apparaît la série tran-

quille de l'Amarron, l'élément sud du môle disparaissant avec une rapidité déconcertante.

Le horst s'arrête net à l'W contre la faille de la Loube f^4 . On remarquera que le chevauchement du flanc sud doit se raccorder en profondeur à la surface de chevauchement principale dirigée et inclinée en sens inverse (fig. 2, 3, 3', 4).

Plus au S, le compartiment de l'Amarron dessine un demi-brachyantoclinal ramenant le Lias au jour, autour du Jas d'Emilien. Le Rhétien se montre en deux pointements, vers le confluent des vallons de Piberon et des Infernets. Cet anticlinal marque le culminant tectonique du massif, la base des calcaires bathoniens y atteignant l'altitude 1000 (fig. 1).

Enfin, l'extrême pointe méridionale est cassée par la faille de la Nible f^{13} .

L'enracinement latéral du compartiment de l'Amarron se produit dans l'angle nord-est. Plongeant très vite, les dolomies du front dessinent un anticlinal bref qui indente le flanc sud du synclinal de Camps. Cet anticlinal est recoupé par le vallon de l'Amarron peu avant son débouché dans le val de Camps. Le flanc nord, très raide, présente un Albo-Aptien épais qui s'enfonce sous le Santonien du synclinal de Camps. Le flanc sud est affecté par la terminaison de la faille f^5 qui met en contact les dolomies et les calcaires à Rudistes très plissés. A leur plongée périclinale, les dolomies sont coiffées d'un chapeau de calcaire marmoréen.

4. *Partie orientale du massif de la Loube* (fig. 2, 1-9). C'est la partie la plus simple, dans laquelle les failles de Garbelle f^7 et du Jas de Canolles f^8 permettent des subdivisions.

a) *Au N de la faille de Garbelle f^7* . En suivant le val de Camps, de la route de Camps-Forcalqueiret à Candelon, on voit le Jurassique supérieur plonger d'abord régulièrement, incliné à 20° N, sous le Santonien. Puis le Jurassique se redresse progressivement, tandis que le substratum des calcaires à Rudistes, localement alboaptien, réapparaît à la faveur de la faille verticale f^{11} sur une longueur de 1 km. Sous la cote 530, au S de Candelon, le Jurassique plonge à 60°, puis devient vertical. Il est renversé à 60° à l'entrée du vallon de l'Amarron, sur les calcaires à Rudistes. Ceux-ci dessinent un beau repli dysharmonique en W photographié par Ph. Zürcher [1891]. Le Santonien présente un dispositif comparable de l'autre côté du ravin. L'érosion y a remarquablement éventré certaines charnières couchées. L'affleurement synclinal finit rapidement en biseau le long de la faille f^5 qui tranche la remontée axiale. Ces replis, localisés dans un espace étroit et dans les seuls calcaires à Rudistes,

ont une grande analogie avec des figures classiques de « collapse structure ». Lors du renversement progressif en flexure des dolomies jurassiques, le Santonien s'est rompu sur la charnière, puis s'est renversé en se plissant en accordéon.

La flexure renversée se répercute dans le Bathonien supérieur qui vient au jour dans la partie E-W du vallon de l'Amarron, et dessine une charnière anticlinale à l'W de la cote 522,1. La faille verticale f^6 dirigée E-W le limite au S des dolomies jurassiques plongeant à 30° S. Cette faille disparaît à l'W avant d'atteindre celle de l'Amarron f^5 .

Plus au S, le compartiment est affecté par le prolongement de l'anticlinal du Jas d'Emilien qui s'ennoie périclinalement vers l'E dans les vallons de Cavaillon et de Mourreut. Cet anticlinal émet une branche vers le S, suivant le vallon du Cendrier, ce qui lui donne une apparence trilobée. Le lobe méridional est recoupé par la faille E-W f^9 , bifide vers l'E, qui se raccorde, à Piberon, à la faille de l'Amarron f^5 .

b) *Entre les failles de Garbelle f^7 et du Jas de Canolles f^8 .* L'extrémité occidentale de ce compartiment forme la moitié de la bordure méridionale du massif de la Loube. A la Pourraque, la série jurassique est complète, mais, vers l'E, elle se réduit considérablement; en effet, entre le Keuper et le Lias à silex aminci s'intercalent seulement quelques copeaux d'Hettangien et de Rhétien très étirés et visibles au N des lacs. Cet étirement est essentiellement dû au jeu d'une faille normale inclinée à 40° N environ, qui marque le dégagement rapide du massif triasique de Garéoult. Son rejet est de l'ordre de 700 m.

c) *Au S de la faille du Jas de Canolles f^8 .* Ce dernier panneau est bordé au S, dans sa partie orientale, par la bande anticlinale de Sainte-Anastasia. A son extrémité occidentale, il ne comporte que les dolomies du Jurassique supérieur d'où se dégage un bombement anticlinal faillé, amorce d'un anticlinal de la bande de Sainte-Anastasia. Ce pli fait apparaître les calcaires bathoniens. Les grosses sources de Saint-Médard et de Saint-Martin, au NW et au N de Garéoult, sortent au contact des dolomies et du Bathonien, la première sur le flanc sud, la seconde sur le flanc nord. A l'W de Garéoult, les cailloutis quaternaires masquent les relations du Malm dolomitique et des pointements triasiques de Garéoult. Très vraisemblablement, la faille normale des lacs les sépare, avant de s'intégrer à la zone failleuse complexe qui s'étend entre Garéoult et Forcalqueiret.

5. *Le Roc de Candelon.* Unique dans l'orogra-

phie régionale, le Roc de Candelon affecte la forme d'une dent dominant le val de Camps de près de 400 m. Il est essentiellement constitué par des calcaires marmoréens jurassiques supérieurs qui confèrent une très grande raideur aux pentes. Ces calcaires sont exploités dans deux grandes carrières étagées. A l'W du Roc, les dolomies jurassiques, avec des intercalations marmoréennes, sont visibles sous les calcaires. Un copeau de Bathonien apparaît à leur base, à l'extrémité occidentale de la hauteur. Tous ces terrains plongent vers l'Est.

La masse du Roc est limitée au S par une faille verticale, dans laquelle il faut voir le prolongement infléchi de la faille de la Loube f^4 . Au N, le Jurassique de Candelon est séparé par un contact anormal courbe du Crétacé du synclinal de Camps. Nulle part, celui-ci ne dessine un bombement anticlinal dont le Roc pourrait être le cœur. Les affleurements de Santonien et de bauxite figurés par la feuille de Draguignan sur le versant nord n'existent pas. La superposition du Jurassique de Candelon au synclinal de Camps est certaine. Le Roc s'interprète aisément comme l'extrémité effilée du panneau de la Loube qui, tout en chevauchant, a glissé vers l'E, le long de la faille de la Loube f^4 . Ce mouvement relatif des compartiments de la Loube et de l'Amarron explique comment les terrains charriés du Roc peuvent se trouver au droit de l'anticlinal, signalé à l'entrée du vallon de l'Amarron, qui marque l'enracinement du chevauchement. Si l'on replace le Jurassique de Candelon dans sa position initiale, on voit qu'il appartient à l'extrémité occidentale de cet anticlinal qui se rompt de plus en plus vers l'W. La présence des seuls termes du Jurassique supérieur dans la série du Roc s'accorde bien avec cette hypothèse, ainsi que leur pendage d'ensemble vers l'E.

II. TECTOGENÈSE DU MASSIF DE LA LOUBE.

— A partir de l'analyse tectonique précédente, la tectogenèse du massif de la Loube peut se reconstituer de la manière suivante.

La première esquisse date de la formation de l'aire bauxitifère de Brignoles, l'une des grandes structures de l'isthme durancien, bordée au S par le massif de la Loube. Dans la genèse de celle-ci, on peut distinguer deux phases, suivies par des phases d'érosion, grâce à la présence de l'Aptien supérieur et de l'Albien dans le synclinal de Camps. La première se place entre le Valangien et l'Aptien supérieur, vraisemblablement à l'Aptien. Elle voit la formation de l'aire bauxitifère de Brignoles et son érosion suivant un régime

karstique. A l'Aptien supérieur et durant l'Albien, la mer revient en transgression jusqu'à Camps, au fond du golfe de Basse-Provence, tandis que la bauxite se dépose sur le karst émergé voisin. La deuxième phase est antérieure au Santonien : les lambeaux de Cénomaniens du vallon de l'Amarron permettent de la

affaiblie par rapport aux zones voisines. Le lambeau cénomaniens et l'absence de Turonien témoignent de l'instabilité de la région durant la formation de ces étages.

La grande phase dano-bégudienne ne peut être mise en évidence sur place. Il paraît toutefois logique de lui attribuer l'achèvement de la mise en place de l'anticlinal de la Loube, ainsi que la formation de la plupart des accidents transversaux qui ont découpé le Jurassique en une mosaïque de panneaux. L'érosion consécutive a fait disparaître les termes supérieurs du synclinal de Camps, seulement conservés à Mompenti. Dès cette époque, le massif de la Loube a dû être décapé de sa couverture crétacée. L'érosion du Jurassique sur la crête anticlinale est probablement demeurée limitée, comme le montre la conservation de la charnière frontale, au niveau du sommet de la série à *Cancellophycus*, sur le versant nord de la Loube, dans la zone d'intensité maximale du chevauchement. L'érosion des dolomies jurassiques, même partielle, ne pouvait que faciliter les déformations suivantes. L'érosion devait augmenter d'ampleur vers l'W, corrélativement à l'importance des plis dano-bégudiens. L. Lutaud [1957] a montré récemment comment une phase d'érosion, comprise entre les deux grandes phases orogéniques de la Provence, rendait compte de certaines particularités du massif de la Sainte-Baume.

La deuxième phase tectonique de la chaîne provençale, à la limite Lutétien-Bartonien, est responsable des traits les plus saillants. Le flanc méridional du synclinal de Camps se rompt dans une zone affaiblie par la présence simultanée d'une flexure et d'une zone particulièrement érodée. Le chevauchement démarre essentiellement avec le Dogger à *Cancellophycus*, soulignant le rôle dysharmonique de ce niveau relativement plastique, et se fait sur la surface d'érosion très peu inclinée qui recoupe le synclinal de Camps. Simultanément, les accidents transversaux jouent. La faille-limite du massif de la Sainte-Baume voit ses lèvres jurassiques s'écarter et le Trias monter dans l'ouverture béante. Le massif de la Loube, ainsi rendu indépendant de celui de la Sainte-Baume, se déplace dans l'ensemble vers le NE, le mouvement s'amortissant rapidement vers l'E. Les panneaux de la mosaïque subissent le mouvement avec une certaine indépendance. Le panneau de la Loube glisse le long de la faille du même nom /⁴ et avance vers l'E par rapport à celui, plus oriental, de l'Amarron. Celui-ci, coincé entre ses failles bordières, subit une déformation complexe. En effet, son angle nord-est enraciné a servi de pivot en quelque

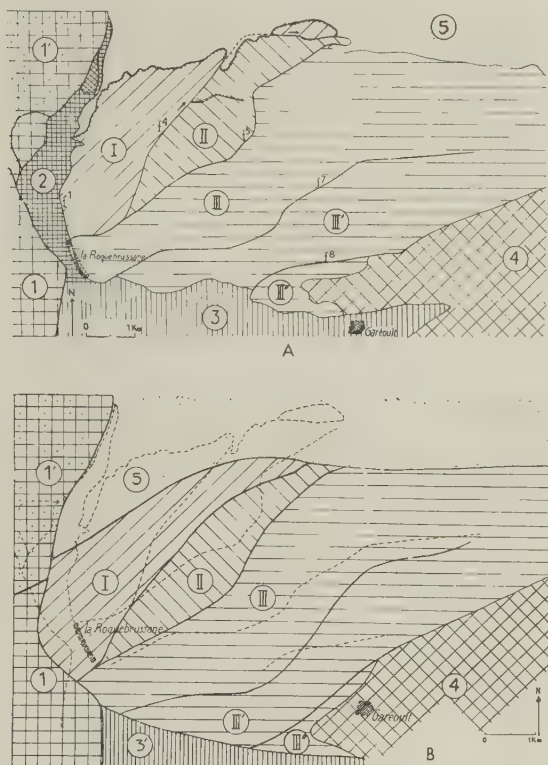


FIG. 3. — Schémas structuraux du massif de la Loube.

A : Actuel. — B : Après la phase dano-bégudienne (hypothétique).

1 : série chevauchante de la Sainte-Baume; 1' : synclinal de Mazaugues; 2 : trias de la Roquebrussane (lambeau jurassique du Capucin en quadrillé fin oblique); 3 : massif triasique de Garéoult; 4 : zone de Sainte-Anastasie; 5 : synclinal de Camps.

Massif de la Loube. I : compartiment de la Loube; II : compartiment de l'Amarron; III, III', III'' : compartiments orientaux.

placer plus précisément entre l'Albien inférieur et le Cénomaniens. C'est de cette phase que date l'esquisse franche des grands plis directionnels E-W. Avant le dépôt du Cénomaniens, une érosion particulièrement brutale le long du flanc méridional du synclinal de Camps ne laisse subsister l'Albo-Aptien que dans le synclinal de Camps. Dès cette époque, l'amorce de la crête anticlinale du massif de la Loube a été ainsi

sorte à son avancée au-dessus du synclinal de Camps, mouvement contrarié par le déplacement propre du panneau de la Loube. Il en est résulté un plissement très net, dans le sens N-S du compartiment, notamment le petit chevauchement en sens inverse du col de l'Amarron, bordant au S le cœur liasique de l'anticlinal original éjecté par le serrage dû au charriage de la série jurassique. Les compartiments plus orientaux sont restés relativement en place et marquent l'affaiblissement rapide de la contraction. Ce régime de décrochements est très analogue à celui proposé par J. Goguel en 1938 pour le massif de la Sainte-Baume et ses environs.

En tenant compte des contractions subies par chaque panneau et mesurées par composition de leurs composantes N-S et E-W, on a essayé sur la figure 3 B de remettre les différentes pièces de la mosaïque dans la position où elles devaient se trouver lors de la phase dano-bégudienne. On fera la comparaison avec la figure 3 A montrant la position des panneaux après la phase provençale. Ces figures s'accordent bien avec l'hypothèse d'un écartement des masses jurassiques de part et d'autre du méridien de la Roquebrussane.

Je n'insisterai pas sur les déformations plus récentes subies par le massif de la Loube, renvoyant à une étude récente de C. Cornet étendue à l'ensemble des massifs situés autour de la Roquebrussane. J'attirerai simplement l'attention sur l'importance du témoin de cailloutis torrentiels très anciens qui est situé dans le couloir triasique au N de la Roquebrussane. Ph. Zürcher les attribuait à un faciès spécial du Crétacé supérieur. L. Lutaud a, au contraire, proposé de les rattacher approximativement à l'Oligocène supérieur. J'inclinerai à y voir du Vindobonien torrentiel marquant la trace d'un grand cours d'eau S-N emportant vers le N le matériel issu des Maures. Si l'on remarque que ces cailloutis se trouvent à 400 m plus bas que le sommet de la Loube, distant de moins de 2 km, il faut : soit admettre une énorme entaille dans laquelle serait passée la rivière miocène, soit une remontée récente du massif de la Loube, analogue à celle que j'ai proposée pour le massif des Bessillons au N de Brignoles. Il est probable que l'entaille devait exister au Vindobonien, mais que des mouvements récents l'ont accentuée. La remarque de C. Cornet [1957], relativement à la fraîcheur de la falaise correspondant à la faille bordière du massif de la Sainte-Baume (faille des Loou), s'accorde bien avec cette hypothèse.

III. RÔLE DU SOCLE DANS LA TECTONIQUE DU MASSIF DE LA LOUBE. — Bien que le socle ne se

montre nulle part, on sent qu'il joue un rôle très important dans la tectonique des terrains plus récents.

La figure 4 donne une interprétation possible du substratum profond du massif de la Loube. Ce n'est pas tellement le style de déformation imaginé pour le socle, par analogie avec des accidents provençaux connus, consistant en un écaillage de voussoirs pour le matériel hercynien, surmonté de plis de fond permien plus ou moins éclatés qui importe, mais l'existence certaine de déformations intenses du socle. En effet, la faiblesse de l'épaisseur du Keuper implique un bombement très important du socle, au S du synclinal de Camps, lequel s'ajoute à celui qui supporte le Trias de Garéoult. Les déformations de la couverture semblent bien être la conséquence médiate ou immédiate de celles du socle.

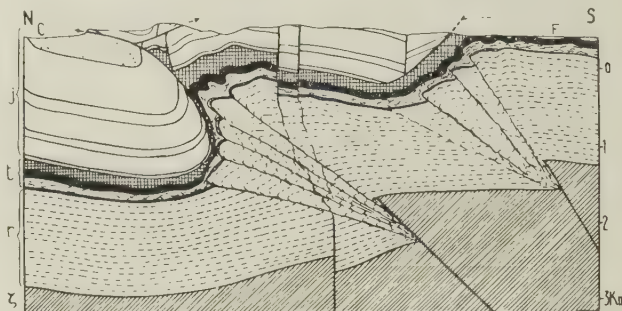


FIG. 4. — Coupe théorique au travers du massif de la Loube.

c : Crétacé ; j : Jurassique ; t : Trias ; r : Permien ; ζ : matériel hercynien.

Le chevauchement de la Loube, du type des plis-failles, apparaît comme la conséquence directe du pli de fond le plus septentrional. La mise en place du pli de fond supportant le Trias de Garéoult a dû se faire un peu après. La rupture de la couverture dans cette zone s'est alors rattrapée par une accentuation du chevauchement. L'indépendance de la couverture, vis-à-vis de son socle, paraît très réduite. Ce qui s'accorde bien avec un déplacement relatif modeste de l'ensemble de la couverture, que j'ai envisagé par ailleurs [1959]. Le pli-faille de la Loube se rapproche bien plus de certains chevauchements très limités des Pyrénées, tel que celui de Bugarach [Casteras, 1939] que des recouvrements de la zone provençale dans la région de Draguignan [Mennessier, 1959].

L'examen des rejets des différentes failles de la couverture jurassique permet de serrer de plus près le rôle du socle. Les rejets sont souvent

assez importants, étant donné la minceur du Keuper, pour que ces failles se prolongent nécessairement dans le socle.

La direction des grandes failles obliques et leur jeu en décrochement les mettent en relation avec des cassures verticales du socle qui ont guidé le déplacement des panneaux du SW vers le NE. Ces failles du socle sont certainement des accidents hercyniens posthumes. Les failles f^2 , f^3 , f^6 sont également en relation avec le socle. La faille de la Nible f^{13} , postérieure à la mise en place du chevauchement, correspond à une cassure du socle qui a joué plus récemment.

CONCLUSION. — Le petit massif de la Loube, prolongement du grand massif de la Sainte-Baume, a eu une évolution particulière qui reflète les grands traits de l'évolution tectonique des zones internes de la chaîne provençale.

Il convient de retenir la genèse du massif à partir de mouvements préliminaires durant le Crétacé, puis des deux grandes phases dano-

bégudienne et provençale, les mouvements étant séparés par des périodes d'érosion.

La tectonique est du type étagé à trois étages, à savoir : le socle (se subdivisant lui-même en matériel hercynien et série permienne), le Trias moyen et le Jurassique. L'indépendance est assurée par les niveaux incompetents de l'Anhydrit-groupe et du Keuper. Ce dernier relativement mince n'a pu assurer une grande indépendance à la série jurassique. En revanche le Dogger marneux apparaît dans celle-ci comme un niveau dysharmonique important.

L'élément fondamental des déformations est le socle. Celui-ci, par rejeu d'accidents hercyniens, s'est cassé en une mosaïque de voussoirs qui a découpé, lors de la phase dano-bégudienne en particulier, autant d'éléments dans la série jurassique. Celle-ci s'est adaptée sur place à la compression N-S des voussoirs du socle. Lors de la phase provençale, les panneaux jurassiques se sont déplacés plus ou moins indépendamment, soulignant ainsi l'importance des décrochements.

Bibliographie sommaire.

- BELLEMÈRE (1951). — Étude géologique du val de Camps. Dipl. Études sup., Paris.
- CORNET C. (1957). — Étude tectonique et morphologique de la région de Méounes et de la Roquebrussane. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. 1, fasc. 2, p. 113-118, 6 fig.; fasc. 4, p. 233-242, 6 fig.
- CORROY G. (1939). — Le massif de la Sainte-Baume. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLI, n° 201, 124 p., 39 fig., 5 pl., 2 cartes.
- LANQUINE A. (1952). — Nouvelles remarques structurales au NW de la haute vallée de l'Arc et sur les versants de la vallée de l'Issole. *Ibid.*, t. LI, n° 239, p. 182-184.
- LUTAUD L. (1957). — La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. 1, fasc. 2, p. 103-112, 7 fig.
- MENNESSIER G. (1959). — Étude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXVIII, n° 87 (sous presse).
- ZÜRCHER Ph. (1891). — Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Baume. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. II, n° 18, p. 321-336, 4 pl., 1 carte.

Observation.

M. J. GOGUEL est tout disposé à admettre que la boutonnière triasique de Roquebrussane résulte d'une déchirure par extension de la couverture jurassique, et non de l'érosion, d'autant

qu'il avait lui-même proposé une hypothèse analogue en 1943 ².

2. GOGUEL J (1943) : Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. *B. S. G. F.*, (5), XIII, p. 368.

Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie)

par André MICHARD ¹.

Sommaire. — La pétrographie des terrains constituant cette zone est décrite. Une synthèse stratigraphique est proposée, qui conduit à distinguer un socle polymétamorphique, une série permo-carbonifère complexe et une couverture à affinité briançonnaise montant jusqu'au Néo-Crétaé. La position charriée des Schistes lustrés sur cette zone est mise en évidence.

Introduction.

Le travail ², dont sont présentés ici les principaux résultats, a porté sur la partie médiane de

la zone d'Acceglio-Longet (S. Franchi). Cette zone constitue une digitation de la partie werfénienne et permo-carbonifère de la zone briançonnaise, s'isolant à partir d'Acceglio au milieu de la zone des Schistes lustrés, ou calcschistes piémontais ophiolitifères, et s'ennoyant au col du Longet sous ces derniers terrains (fig. 1) ³. Elle est séparée de la bande du Roure, bord interne de la zone briançonnaise, par au maximum 6 km de Schistes lustrés. Cette position rendait son étude particulièrement utile pour la compréhension des rapports entre les Schistes lustrés et le Briançonnais.

HISTORIQUE. — Pour la zone d'Acceglio et les schistes qui l'entourent se sont posés deux problèmes d'ailleurs liés : celui de leurs âges, celui de leurs positions respectives.

L'âge permo-carbonifère des terrains qui constituent l'essentiel de la zone d'Acceglio a été reconnu dès 1887 par Zaccagna et Mattiolo. L'âge liasique de l'essentiel des Schistes lustrés de la région a été reconnu par Franchi [1898].

1. Note présentée à la séance du 16 février 1959.

2. Diplôme d'Études supérieures, Paris, décembre 1958. Tous mes remerciements sont dus ici à MM. F. Ellenberger et M. Lemoine pour l'aide qu'ils m'ont prodiguée.

3. Voir la carte géologique italienne au 100 000^e, feuille Dronero-Argentera. Au cours de notre travail nous avons dressé une carte géologique au 20 000^e.

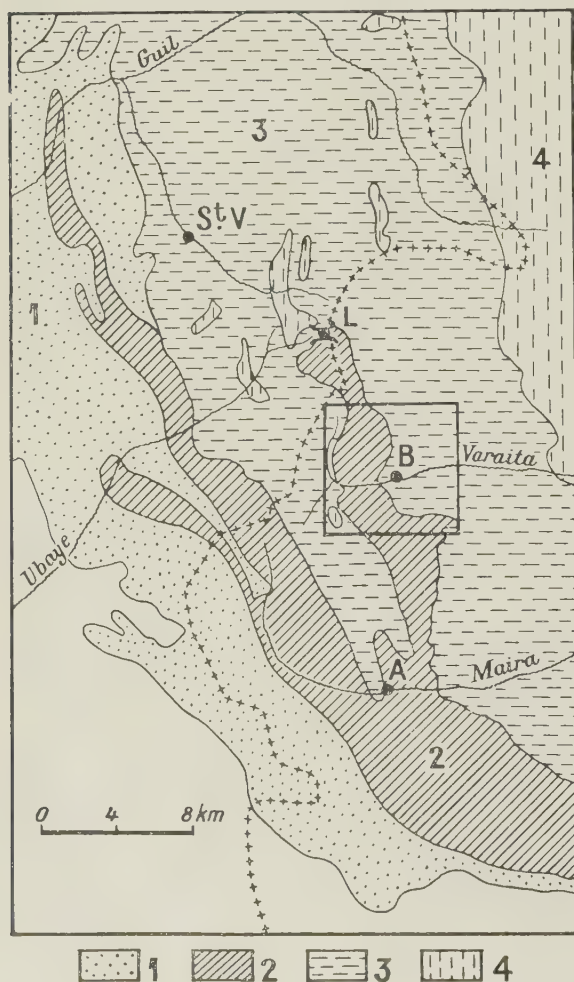


FIG. 1. — Situation générale de la zone d'Acceglio-Longet et du territoire étudié.

1 et 2 : zone briançonnaise l. s. 1 : calcaires ou dolomies mésozoïques ; 2 : terrains essentiellement werfénien et permo-carbonifères.

3 et 4 : zone des Schistes lustrés. 3 : calcschistes ; 4 : ophiolites.
A : Acceglio ; B : Bellino ; L : col du Longet ; S.V. : Saint-Véran.

Aucune de ces datations n'a, jusqu'à aujourd'hui, été controversée.

Au contraire, sur le problème des rapports entre ces deux unités aucune unanimité n'a pu encore se réaliser. Les uns, à la suite de Franchi et Stella [Franchi, 1898, 1926, 1929], considèrent la zone d'Acceglio comme un anticlinal faisant affleurer le socle stratigraphique de Schistes lustrés autochtones. Les autres, à la suite de Termier et Kilian [Termier, 1925], la considèrent comme une fenêtre dans la nappe de Schistes lustrés charriés (ou mieux, comme une demi-fenêtre).

Des travaux récents ont repris ces questions.

Ce sont d'abord ceux de S. Conti [1953, 1955], portant principalement sur les Schistes lustrés des Alpes cottiennes et ligures, et concluant en particulier à l'autochtonie des schistes sur la zone d'Acceglio. Ce sont encore plus récemment les observations de M. Lemoine [1957] au col du Longet, J. Debelmas et M. Lemoine [1957] à Bellino et Acceglio, qui mirent en évidence dans la zone d'Acceglio une couverture à affinités briançonnaises et conclurent au charriage des Schistes lustrés.

C'est à la suite de ces derniers travaux qu'a été entreprise l'étude résumée ici.

Stratigraphie.

ROCHES POLYMÉTAMORPHIQUES. — Tous les terrains de la région, tant ceux de la zone d'Acceglio que ceux des Schistes lustrés, ont subi le métamorphisme alpin d'épizone. Mais deux d'entre eux avaient auparavant subi au moins un autre métamorphisme vraisemblablement général. Ils forment trois écailles dont la plus importante atteint 300 m de puissance sur 1 km de long, localisées sur la rive sud de la Varaita (fig. 4 B). Elles comprennent essentiellement un gneiss à disthène, accessoirement un micaschiste à biotite et grenat.

Les *gneiss à disthène* furent signalés par Stella et Franchi [1898] sous le nom de « gneiss pyroxéniques » ; sur la carte au 100 000^e, ils sont portés « Porphyres quartzifères » laminés. Il s'agit de gneiss clairs, riches en microcline formant parfois de petits yeux, riches aussi en muscovite⁴, pauvres en biotite d'ailleurs altérée (rétromorphose alpine) et contenant enfin une proportion plus ou moins grande de disthène. Ce minéral est modérément altéré en damourite, sur ses bords et selon le réseau orthogonal de ses clivages. Il indique classiquement que la roche a subi un métamorphisme de mésozone avant le métamorphisme alpin d'épizone.

Quant aux *micaschistes à biotite et grenat*, ce sont des roches gris plombé riches en biotite également altérée, associée à une égale proportion de muscovite et à des grenats eux encore très altérés. Pas de feldspaths hormis l'albite alpine. Ces roches forment un affleurement très restreint, associé à une écaille des gneiss précédents.

Pour autant du moins que l'on puisse en juger sur des affleurements somme toute exigus, la paragenèse de ces roches, et singulièrement celle des gneiss à disthène, implique un métamor-

phisme général de mésozone antérieur au métamorphisme alpin d'épizone. Il en résulte pour ces roches un âge soit hercynien, soit anté-hercynien (calédonien ?).

En outre, des considérations d'ordre stratigraphique viennent confirmer cette datation et préciser les rapports entre ces roches et les autres terrains de la zone. En effet, parmi les roches monométamorphiques dont l'âge permo-carbonifère apparaît par ailleurs très probable, nous décrirons plus loin des arkoses à biotite et disthène détritiques. Vu la fragilité de ces minéraux qui résistent mal à l'érosion et au transport, il est hautement vraisemblable de penser qu'ils se trouvèrent fournis par l'érosion des gneiss à disthène et micaschistes à biotite voisins.

En résumé, bien que la tectonique alpine n'ait pas laissé de contact visible entre roches polymétamorphiques et arkoses, il y a lieu de penser que les premières constituèrent le socle stratigraphique des secondes, et sans doute de toute la série permo-carbonifère.

SÉRIE SILICEUSE PERMO-CARBONIFÈRE ET WERFÉNIENNE (fig. 2). — Elle constitue l'essentiel de la zone d'Acceglio. Étant donné que l'orogénèse alpine a bien réduit le nombre de contacts normaux et effacé, semble-t-il, toute trace de fossiles dans ces terrains, leur stratigraphie sera essentiellement basée sur des comparaisons de faciès et sur l'étude pétrographique des roches.

a) *Les arkoses cyano-biotitiques* sont des roches à texture moyenne de gneiss micro-œillés, formant de vastes affleurements sur la rive nord de la Varaita.

La matrice de la roche est faite essentielle-

4. Angle d'axe d'environ — 40°.

ment de quartz et de micas qui sont des biotites très abimées et des muscovites ; de plus, s'y trouvent des fragments feldspathiques et des albites alpines ocellaires. Cette matrice enrobe des pseudo-yeux et dans certains bancs des galets. Les pseudo-yeux peuvent être des microclines altérés ou des quartz, mais le plus souvent ce sont des cristaux de disthène à des stades divers d'altération. Les moins altérés ont un

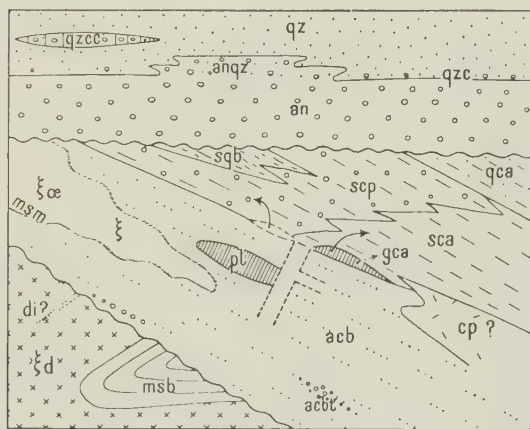


FIG. 2. — Essai de synthèse stratigraphique de la série siliceuse werfénienne et paléozoïque.

Socle polymétamorphique. ξd : gneiss à disthène ; di : ségrégations de disthène (?) ; msb : micaschistes à biotite et grenats. — *Stéphano-Permien.* acb : arkoses cyano-biotitiques ; acbt : faciès tuberculé (à galets de disthène) ; cp : cataclasite psammitique (?) ; $\xi \alpha$: gneiss ocellés (métasomatose éopermienne) ; ξ : faciès peu ocellés des précédents ; msm : micaschistes à muscovite associés ; pl : prasinite lawsonitique rubanée (éruptions éopermiennes) ; gca : gneiss chlorito-albitiques (*id.* ?) ; sca et qca : schistes et quartzites chlorito-albitiques ; scp : schistes conglomératiques polygéniques ; sqb : schistes quartzitiques blancs. — *Néopermien.* an : anagénites à faciès Verrucano. — *Werfénien.* qzc et anqz : faciès de passage aux an ; qz : quartzites blancs typiques ; qzcc : quartzites conglomératiques carbonatées.

aspect scalariforme : des facules de disthène sont disposées en séries parallèles, séparées par des paillettes de séricite : l'altération a progressé suivant les clivages perpendiculaires. On observe des aspects analogues dans les cristaux de disthène les plus altérés des gneiss polymétamorphiques. Mais dans les arkoses, les disthènes sont fréquemment plus altérés, jusqu'à n'être plus qu'une masse damouritique striée. Dans certains bancs, ces grains de disthène passent du format sable au format gravier, puis galet atteignant jusqu'à 10 cm de diamètre. Ces galets sont faits uniquement de grands cristaux de disthène accompagnés de quelques rares grains de quartz. Ce

disthène est bien conservé dans la masse du galet, mais en allant vers la périphérie on récapitule tous les stades d'altération précédemment décrits. Du fait de cette altération périphérique, les galets ont une limite floue, ce qui donne à l'ensemble un faciès plus « tuberculé » que conglomératique et explique le terme de « micaschistes noduleux » qu'utilisa Franchi [1898] pour les désigner.

Nous avons déjà indiqué que disthène et biotite de ces arkoses avaient toutes chances de provenir des roches polymétamorphiques voisines. Les galets de disthène durent se former à la suite de l'attaque par l'érosion, à certaines époques, de ségrégations de disthène dans les gneiss⁵. Il résulte de ces hypothèses que les arkoses cyanobiotitiques constituent vraisemblablement la base du Stéphano-Permien, reposant, avant toute orogénèse alpine, en discordance sur le socle polymétamorphique dont elles résultent par érosion. La discordance séparant ces terrains serait donc la discordance hercynienne majeure⁶.

b) *Les gneiss ocellés.* Franchi [1898] avait eu une très clarvoyante intuition en écrivant à leur sujet : « Certaines masses de cette roche, malgré leurs grands feldspaths, montrent quant au reste des analogies de structure et d'aspect avec les schistes encaissants, avec lesquels il est possible qu'ils aient une origine commune détritique et métamorphique. »

Ils ont en effet de beaux phénoblastes de microcline formant dans certains faciès des yeux de 2-3 cm, et des muscovites abondantes. Mais ils sont aussi pauvres en biotite, riches en quartz, séricite, impuretés diverses, dans une disposition assez ressemblante à celle qu'on observe dans les sédiments permien voisins. Certains lits même sont uniquement quartzeux ou uniquement micaschisteux. Le métamorphisme alpin et son laminage suffiraient-ils à expliquer ces ressemblances ? Nous n'aurions pu débrouiller ces questions d'« aspect » et de « ressemblances » sans un « fil d'Ariane » providentiel : le disthène.

On observe en effet différents stades d'altérations de ce minéral : dans les faciès ocellés ne

5. Nous n'avons pas observé de telles ségrégations, mais nos recherches furent ici incomplètes. Par contre, de telles ségrégations sont signalées dans le massif du Mercantour. (Renseignement oral de M. Bellair.)

6. Signalons ici l'existence d'une roche énigmatique, essentiellement quartzitique, avec quelques feldspaths, d'assez nombreuses muscovites et quelques biotites, tellement cataclisée qu'on ne peut décider s'il s'agit d'un faciès quartzeux des arkoses ou d'une roche rattachée aux gneiss à disthène. Elle est indiquée en cataclasite psammitique sur la fig. 2.

subsistent que des plages damouritiques homogènes ou striées, mais dans les faciès non œillés existent même des plages à facules sérées de disthène, très reconnaissables, identiques à celles des arkoses cyano-biotitiques. Mais qui plus est, on observe aussi différents stades d'assimilation de ce disthène altéré par le microcline. Le feldspath est en particulier susceptible d'entrer en contact avec une plage de disthène altéré par des golfes contournés prolongés par des inclusions de plus en plus petites dans le microcline. Le fait que par ailleurs ces microclines soient inaltérés, la rareté aussi de la damouritisation des feldspaths alcalins en général, indiquent que ce ne sont pas là des figures de corrosion, mais d'assimilation.

Aussi sommes-nous conduits à l'hypothèse suivante : ces gneiss tirent leur origine d'une métasomatose potassique développée au sein des arkoses cyano-biotitiques, damouritisant puis feldspathisant en microcline le disthène de ces roches. Des lits de composition sédimentaire différente (sans disthène, plus quartzeux ou plus argileux) sont l'origine des lits seulement quartzo-albitiques ou micaschisteux.

Quel est l'âge de cette métasomatose ? Postérieur à celui des arkoses d'une part. D'autre part un précieux contact normal subsiste sur une certaine longueur, entre le Permo-Trias (que nous décrirons plus loin) et gneiss œillés (au mont La Vigna) (fig. 4 A). Le Permo-Trias y est transgressif sur les gneiss, avec enrichissement très net en microcline dans ses assises basales, c'est-à-dire remaniement du gneiss. Ceci date la métasomatose de la fin du Stéphanien ou du Permien inférieur. De plus, une discordance, appréciable seulement dans le panorama ou cartographiquement, semble bien exister entre Permo-Trias et gneiss. En la référant à la phase saalienne, le Permo-Trias devient du Néopermien, métasomatose et arkoses datant du Stéphanien-Permien, au sens de F. Ellenberger [1959]. Cette métasomatose s'apparente donc étroitement à celle qui est à l'origine des gneiss du Sapey [Ellenberger, 1959]. Cependant ceux-ci diffèrent de ceux du Ferra par leur plus grande richesse en biotite et la présence d'orthose à la place du microcline ; cela est probablement lié à la différence de matériel migmatisé.

c) Nous ne dirons qu'un mot de la *prasinite lawsonitique rubanée* : il s'agit d'une grosse masse de roche éruptive (reprise par le métamorphisme alpin) intercalée au Passo di Fiutrusa dans les arkoses cyano-biotitiques.

Elle est constituée essentiellement de lits verts à fond chloriteux, bleus à fond de glaucophane, blancs, plus minces, à fond quartzo-albitique,

tous lits dans lesquels la lawsonite reste très abondante.

Cette roche a été étudiée en détail par Franchi [1897].

d) Au contraire des roches précédentes, les roches que nous allons envisager maintenant présentent des faciès classiques, datés ailleurs avec une certaine sécurité (Vanoise, Briançonnais, Ambin) ; aussi nous contenterons-nous de les décrire sommairement. Il s'agit d'abord des différents schistes permien, étroitement analogues aux schistes stéphano-permiens de Vanoise et d'Ambin. Nous y avons distingué deux groupes entre lesquels existe au moins partiellement un passage latéral.

1. *Schistes, quartzites et gneiss chlorito-albitiques*, roches verdâtres plus ou moins massives suivant leur richesse en quartz ou en phyllites, contenant fréquemment des galets de quartz ou d'anciennes roches éruptives.

2. *Schistes conglomératiques polygéniques* violacés, schisteux, à chlorite et albite aussi mais assombris par de l'oligiste abondant, enfin très riches en galets variés : quartz blanc et rose, quartzites, diabases ou variolites, luxullianite même (de telles roches tourmaliniques sont également connues en galets en Vanoise et dans le dôme de Barrot). Ces roches peuvent passer à des *schistes quartzitiques blancs* et à des phyllonites violacées.

La présence fréquente dans ces schistes de galets de roches volcaniques ou de minéraux de telles roches est à relier à l'existence de la masse de prasinite lawsonitique au sein des arkoses cyano-biotitiques du Stéphanio-Permien inférieur.

e) Au-dessus existent les « anagénites » typiquement permo-triasiques, à faciès *Verrucano*, quartzites conglomératiques feuilletés, verts par leur sérécité, à galets de quartz blancs et roses ou de roches éruptives rouges, pouvant passer à des schistes verts plus fins. Nous avons vu plus haut que ces roches semblent d'ailleurs plus précisément néopermiennes au sens de F. Ellenberger [1959].

f) Enfin la série se termine par des *quartzites werféniens* classiques, blancs, massifs, identiques à ceux du Briançonnais ou de Vanoise.

ESSAI DE STRATIGRAPHIE DES TERRAINS SILICEUX. — Certes le territoire étudié est bien exigu pour pouvoir, dans une zone de tectonique si violente, bâtir solidement une stratigraphie ; un plus grand nombre de recoupements entre des séries très morcelées aurait été bien utile ; nous n'avons pas trouvé de fossiles ; le métamorphisme a tout repeint de couleurs analogues.

Aussi la synthèse que nous proposons ici comme étant actuellement la plus satisfaisante garde-t-elle pour beaucoup de points un caractère hypothétique (fig. 2).

LA SÉRIE CALCAIRE A AFFINITÉS BRIANÇONNAISES (fig. 3). — L'existence de cette série, d'une grande portée au point de vue synthèse structurale de cette région des Alpes, a été mise en lumière par les observations de J. Debelmas et M. Lemoine [1957]. L'étude détaillée que nous en avons faite, leur cartographie en particulier, ont

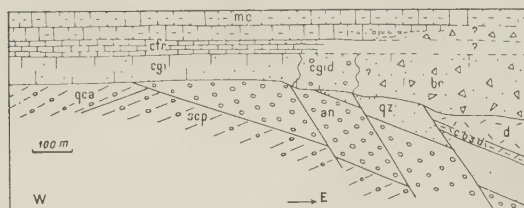


FIG. 3. — Essai de synthèse stratigraphique de la couverture à affinités briançonnaises.

cbsd : calcaire bréchoïde schisto-dolomitique (Trias inférieur ?) ; d : dolomie et calcaires dolomitiques (Trias moyen) ; cg : calcaire grés-micacé ivoirin (Jurassique) ; cgid : faciès à galets dolomitiques ; br : assises de brèche polygénique (Jurassique ? Néocrétacé ?) ; cfr : calcaire feuilleté rosé (Jurassique) ; mc : marbres chloriteux (Néocrétacé-Paléocène).

Pour les autres lettres, voir fig. 2.

confirmé que les calcaires marmoréens de la zone d'Acceglio constituent une véritable série de couverture des terrains permo-carbonifères, couverture avec laquelle les Schistes lustrés sont toujours en contact anormal. Mais pour la datation de cette série, faute d'y avoir trouvé des fossiles, nous en sommes réduits à utiliser les seuls faciès. Heureusement certains sont, comme nous allons le voir, très caractéristiques. Indiquons encore ici que ces calcaires sont répartis en écaillés — ce qui, le plus souvent morcelle la séquence stratigraphique originelle — et que ces écaillés sont groupées en deux bandes bordant la zone à terrains siliceux à l'E et à l'W (fig. 4 A et B).

a) Un petit affleurement de *calcaires schisteux noir bréchoïde* à éléments de dolomie jaune peut être rapporté éventuellement au Werfénien supérieur, par comparaison avec celui de Vanoise.

b) L'attribution au Trias moyen (ou peut-être supérieur) des *dolomies* est beaucoup plus sûre.

Ce sont des dolomies massives à patine crème, à Brachiopodes et Encrines indéterminables, associées à des calcaires noirs à mouchetures dolo-

mitiques et restes de Diplopores : roches classiques dans le Briançonnais et en Vanoise.

c) Des *cargneules* soulignent nombre de contacts anormaux tant à l'intérieur de la zone qu'à son contact avec les Schistes lustrés. Elles sont souvent associées (d'autres fois remplacées par eux) à des *marbres très purs et rubanés*, gris ou crème, dont la plasticité tectonique est comparable à celle des gypses et cargneules. En nous référant aux études de Gignoux dans le Briançonnais, d'Ellenberger [1959] en Vanoise, il s'agirait de Keuper, mais plus précisément de Keuper allochtone amené à la base des Schistes lustrés.

d) Trois affleurements distincts de *brèche polygénique* existent sur la bordure est de la zone. La roche se présente sur trois faciès principaux :

— brèche grossière à grandes lames de quartzites typiquement werfénien et à blocs et galets de dolomies typiquement triasiques, cimentés de calcaire, séricite et de petits fragments dolomitiques et quartzitiques pulvérisés. Accessoirement, éléments calcaires noirs complètement écrasés (Trias moyen ?), fragments calcaroschisteux (Trias inférieur ?), et un galet de calcaire rose malheureusement sans fossile (Néocrétacé ? Malm ? Lias ?). Ce faciès est transgressif avec remaniement sur la dolomie triasique au Bric Rutund (fig. 4 C) et vraisemblablement aussi à un des affleurements de Roccia Ferra (fig. 4 A) (brèche supérieure) ;

— brèche fine, ou plutôt conglomérat à ciment quartzo-sériciteux (« micaschisteux ») contenant comme galets des dolomies triasiques, des quartz blancs et roses vraisemblablement permo-triasiques, et des lentilles de quartz-muscovite-chlorite pouvant dériver de galets permien écrasés. Ce faciès, développé surtout à Roccia Ferra, s'observe au-dessus du faciès précédent, le passage entre les deux étant graduel. Au Bric Rutund, il se termine par des lits réguliers quartzo-calcaires sans galet, annonçant une sédimentation plus calme ;

— brèche à ciment quartzitique légèrement sériciteux et calcaire, à galets dolomitiques gros mais rares. Ce faciès s'observe en transgression sur les quartzites werfénien à Roccia Ferra (affleurement non visible sur la fig. 4 A), quartzites qu'il remanie très vraisemblablement ?.

De telles brèches sont impossibles à dater « au faciès ». On en connaît de faciès semblables depuis le Lias jusqu'au Néocrétacé dans le Briançonnais et en Vanoise. On peut même envisager des âges différents pour les différentes brèches de

7. Les rapports de la brèche et de la lentille de quartzite qu'elle contient, visible sur la fig. 4, n'ont pas encore été étudiés.

Bellino ; nous discuterons plus loin des hypothèses les plus vraisemblables que l'on peut envisager.

e) Les trois derniers termes de cette série calcaire posent heureusement des problèmes beaucoup plus simples ; en effet, la région étudiée s'est révélée suffisante pour que l'on puisse se faire une idée précise de leurs rapports stratigraphiques.

— Le terme inférieur est un *calcaire grésomiacé ivoirin*, massif, très recristallisé. Ce calcaire est apparemment transgressif sur les schistes et quartzites permien dans ses affleurements les plus occidentaux, c'est-à-dire dans la portion externe de la bande à affleurements calcaires qui borde à l'W la zone d'Acceglio (fig. 4 A). Dans la portion interne de la même bande, ce calcaire est transgressif sur le Néopermien (affleurement non visible sur la coupe fig. 4 A). Dans la portion interne (par rapport à la zone) de la bande orientale, le caractère détritique de ce calcaire s'accroît par l'acquisition de galets de dolomie vraisemblablement triasiques. Enfin, dans la portion externe de la même bande, on ne trouve plus de calcaire gréseux ivoirin. Or, c'est seulement dans cette bande que l'on trouve les assises de brèche polygénique ; de plus, l'assise la plus interne de brèche est transgressive sur les quartzites, les assises plus externes le sont sur la dolomie.

De ces faits résulte donc l'hypothèse que les assises bréchiques constituent l'équivalent latéral du calcaire grésomiacé. Il reste que la tectonique alpine a pu brouiller complètement les cartes et être seule responsable de la répartition actuelle des affleurements, à l'exclusion de la paléogéographie.

Au demeurant, quel âge assigner aux calcaires ivoirins ? Ils se rapprochent beaucoup des calcaires du Malm datés en Vanoise par F. Ellenberger [1959], présents aussi à Ambin [Goguel et Laffitte, 1952 ; Goguel et Ellenberger, 1952]. Fait encore plus net, ils sont quasiment identiques à des calcaires transgressifs sur le Werfénien de la bande du Roure et qui y supportent des marbres de Guillestre tout à fait typiques (renseignement oral de M. Lemoine). L'âge malm ou à tout le moins jurassique de ces calcaires est donc très probable. Cela s'accorde bien avec la suite de la série. Cette datation indique la réalisation d'une érosion intense entre le Trias supérieur et le Malm, comme les auteurs en ont décrit à Ambin et dans la bande du Roure.

Le terme suivant est un *calcaire feuilleté rosé*, à peu près pur, fréquemment cannelé, souvent enfin marqué de traînées roses ou vertes. Au total, ce calcaire évoque d'assez près

un marbre de Guillestre laminé et recristallisé. Il appartiendrait donc aussi au Malm. On le trouve d'ailleurs effectivement au sommet du calcaire grésomiacé ivoirin, et à la base du dernier terme de la série.

Ce dernier terme est un calcaire massif plus ou moins gréseux, vert ou noirâtre lorsque chargé de leucoxène et autres impuretés, très marmorisé par le métamorphisme alpin qui y a cristallisé une chlorite abondante, associée à de la séricite de l'albite, etc. Il s'agit donc d'une roche identique aux « *marbres chloriteux* » de Vanoise et d'Ambin. Or ce faciès typique de ces régions des Alpes, est daté paléontologiquement du Néocrétacé-Paléocène. Un tel âge paraît très vraisemblable pour les marbres chloriteux de la zone d'Acceglio. Comme on peut s'y attendre d'après leur âge probable, ces marbres n'ont pas de toit stratigraphique. Quant à leur base, partout où elle existe elle est constituée des calcaires feuilletés rosés. Ici se pose à nouveau une question relative à la brèche polygénique du Bric Rutund. En effet, les marbres chloriteux reposent là sur la brèche, par un contact de nature indécise (fig. 4 C) : très nettement laminé à l'W, il semble presque normal à l'E ; de plus les marbres chloriteux présentent là, au milieu de leur masse, un banc contenant quelques galets dolomitiques. Il en résulte que l'on peut envisager cette assise bréchique comme constituant une brèche de base des marbres chloriteux. Mais vu l'importance incontestable du laminage entre les deux et la remarque sur la répartition générale des calcaires grésomiacés et des brèches, cette hypothèse ne nous apparaît pas la plus vraisemblable. Il nous semble plutôt possible que cette brèche, de même âge que les calcaires grésomiacés, a dû supporter les calcaires feuilletés rosés qui se sont, soit trouvés érodés après une phase orogénique mineure précédant le dépôt des marbres chloriteux (d'où les quelques galets dolomitique dans ces marbres), soit trouvés laminés au cours de l'orogénèse alpine proprement dite.

ESSAI DE STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE A AFFINITÉS BRIANÇONNAISES. — Nous avons résumé les données exposées plus haut dans la fig. 3. Les mêmes réserves sont à faire que pour la synthèse stratigraphique des terrains siliceux. Les principaux points d'interrogation concernent les assises de brèche polygénique dont nous avons présenté la datation qui nous paraît seulement la plus vraisemblable. En particulier, si la brèche du Bric Rutund appartient incontestablement à la série calcaire de couverture de la zone, il demeure possible que celle de Roccia Ferra appartiennent

à la nappe des Schistes lustrés, à condition donc qu'on la distingue formellement de la brèche du Bric.

Par contre, un fait demeure incontestable, c'est l'existence d'une série de couverture sur les terrains permo-carbonifères, série à affinités briançonnaises, ressemblant étroitement à des séries bien datées en Vanoise (série Val d'Isère-Ambin) et se terminant en particulier par un

faciès très caractéristique du Néocrétacé-Paléocène de la zone du Grand-Saint-Bernard. Dans cette zone, le faciès marbres chloriteux est en effet aussi typique de cet étage que les quartzites blancs du Werfénien et les dolomies massives du Trias moyen ou supérieur. De tels faciès, ainsi que le disait P. Termier, ont valeur de fossiles. Faute de fossiles, bien entendu, ou d'autres preuves.

Tectonique.

Elle est illustrée ici par deux coupes générales (fig. 4 A et B) et une coupe de détail (fig. 4 C).

Globalement la zone d'Acceglio se présente comme un *anticlinal renversé* à environ 30° vers l'E.



FIG. 4. — Coupes de la zone d'Acceglio.

A : Suivant la crête au N de la Varaita ; B : Suivant la crête au S de la Varaita ; C : Bordure orientale au Bric Rutund (coupe détaillée).
Même légende que la fig. 3, avec en plus cnd : calcaires dolomitiques noirs (triasiques) à la base de br au B. Rutund. — *Roches laminées* : Pl, anl, qzl (Permien, anagénites et quartzites laminés). — *Nappe des Schistes lustrés* : cs, calcschistes et phyllades ; cgn, calcaires gréséo-micacés feuilletés noirs ; R. V., roches vertes ; Cg, cargneules ; mCg, marbres associés.

C'est en effet dans son cœur qu'affleure le socle polymétamorphique ; on trouve ensuite les différents terrains permo-carbonifères ; puis sur les bords est et ouest, les terrains de la couverture mésozoïque.

Mais dans le détail existent un *écaillage violent* et divers *plis* secondaires. Le régime dominant est celui d'écailles serrées ; on y distingue des écailles principales séparées par des feuilletés d'écailles très fines. Elles sont en général à l'en-droit dans le flanc normal, à l'envers dans le flanc inverse, mais il peut y avoir des renversements secondaires. Au total donc, prédominance des contacts anormaux, souvent soulignés par des cagneules. Il s'y associe divers plis, surtout dans les calcaires, comme ceux du Buch des Sparviers, ou ceux de la Cresta della Marchisa où l'on observe écrasée mais complète la série post-triasique.

Enfin, et c'est là le plus important, cet anticlinal renversé et écaillé constitue une *fenêtre dans une nappe de charriage, la nappe des Schistes lustrés* (une demi-fenêtre, exactement). En effet ainsi qu'il résulte des travaux récents de S. Conti — travaux qui le conduisirent à Bellino même — et des travaux anciens de Franchi, on s'accorde (actuellement) à attribuer aux calcschistes piémontais ophiolitifères un âge essentiellement liasique. On observe donc, dans la zone d'Acceglio-

Longet, la superposition de terrains liasiques à faciès flysch et d'une série mésozoïque de type géantoclinal. Une telle superposition observée dans le Queyras ou la bande du Roure [Lemoine, 1954-1957 ; M. Gidon, 1956] peut s'expliquer, selon S. Conti par un simple renversement et écaillage, un chevauchement d'amplitude restreinte. Mais observée au sein même du pays de Schistes lustrés, elle impose de considérer les Schistes lustrés comme charriés sur le Briançonnais *sensu lato*.

Cette nappe des Schistes lustrés ne semble pas comporter à sa base de restes importants de l'ancien socle stratigraphique des calcschistes ; en particulier sur le bord ouest de la zone, les calcschistes ophiolitifères ne sont séparés des terrains de la zone que par un matelas de cagneules. Sur le bord est, par contre, où les deux unités structurales sont séparées par un feuilleté de fines écailles très laminées, on peut éventuellement en considérer certaines comme appartenant à la nappe, et même peut-être y rattacher la brèche polygénique de Roccia Ferra.

Après la mise en place de la nappe, il s'est produit la surrection de l'anticlinal, son renversement vers l'E et son écaillage. Ces ultimes phases tectoniques (rétrocharriage) conduisirent à la disposition actuelle.

Métamorphisme alpin.

Nous avons fait une étude sommaire du métamorphisme alpin de la région. Il est quasi identique à celui décrit en Vanoise par F. Ellenberger [1959]. La seule différence sensible est la présence

de lawsonite dans la prasinite rubanée du Passo-di-Fiutrusa. Aussi n'y insisterons-nous pas davantage ici.

Conclusions générales.

Ainsi, en nous plaçant pour terminer sur le plan de la géologie structurale, l'étude détaillée de la zone d'Acceglio-Longet aura-t-elle permis d'y distinguer trois grandes unités.

Premièrement, la nappe des Schistes lustrés, dont le charriage se trouve ainsi établi à cette latitude comme il l'était plus au N.

Deuxièmement, une couverture mésozoïque de type Val d'Isère-Ambin, à caractère géantoclinal, avec lacunes et brèches, discordantes sur un Trias largement érodé, lui-même discordant par sa base permo-triasique sur une épaisse série permo-carbonifère ; cette dernière, par ses termes supérieurs comme par l'existence d'une métasomatose potassique éopremienne, se rap-

proche beaucoup de la série permo-carbonifère de Vanoise et Ambin. Mais elle s'en distingue par ses termes inférieurs (arkoses cyano-biotitiques).

Enfin, un socle polymétamorphique. Par sa nature de socle de transgression supportant le Permo-Carbonifère, il se rapproche de celui d'Ambin, où selon J. Goguel [1958] les mica-schistes du groupe d'Ambin (permo-carbonifères) sont transgressifs avec conglomérat de base sur ceux de la Clarea (poly-métamorphiques). Quant à sa pétrographie, le socle de la zone d'Acceglio évoque à la fois le massif d'Ambin par ses micaschistes à biotite et grenat [Michel, 1956-1957] et le massif du Mercantour par ses gneiss riches en disthène.

Bibliographie sommaire.

- CONTI S. (1953). — Studi geologici sulle Alpi occidentali (1° e 2° contributo). *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. 75, fasc. 2, p. 491 et 525.
- (1955). — *Id.* (3° contributo). *Ibid.*, vol. 77, fasc. 2-3, p. 1.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957). — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 38.
- ELLENBERGER F. (1959). — Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France.*
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M. (1955). — Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 146.
- FRANCHI S. (1897). — Sopra alcuni nuovi giacimenti de rocce a lawsonite. *Bol. Soc. geol. Ital.*, vol. 16, p. 73-76.
- (1898). — Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Bol. r. Com. geol. Ital.*, vol. 29, pp. 173-247 et 325-482.
- (1926). — Principali risultati scientifici delle escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. Termier et W. Kilian. *Ibid.*, vol. LI, n° 14, 16 p.
- (1929). — Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. *Mem. descr. Carta geol. Ital.*, vol. XXII.
- GIDON M. (1956). — Les rapports entre Schistes lustrés et terrains briançonnais en Haute-Ubaye. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 154.
- GOGUEL J. (1958). — Présence de conglomérats à la base du groupe d'Ambin (Savoie). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 229.
- GOGUEL J. et ELLENBERGER F. (1952). — Le décollement de la série mésozoïque de la couverture briançonnaise et ses conséquences. *Ibid.*, p. 262.
- GOGUEL J. et LAFFITTE P. (1952). — Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. *B. S. G. F.*, (6), II, p. 575-595.
- LEMOINE M. (1954). — Sur le problème des rapports entre zone du Briançonnais et Schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 67.
- (1957). — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye. *Ibid.*, p. 41.
- MICHEL R. (1956). — Premiers résultats de l'étude pétrographique des Schistes cristallins du massif d'Ambin. *Ibid.*, p. 121.
- (1957). — Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin. *Ibid.*, p. 150.
- TERMIER P. (1925). — Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de MM. S. Franchi, W. Kilian et E. Raguin. *B. S. G. F.*, (4), XXV, p. 839-855.

Observations.

M. M. LEMOINE : La « série calcaire à affinités briançonnaises » si minutieusement étudiée par M. Michard présente, j'ai pu le constater moi-même, des analogies très grandes avec celles de la « zone du Roure », qui, un peu plus à l'E, au bord occidental de la zone des Schistes lustrés, est également transgressive sur la « série siliceuse » permo-werfémienne. On y connaît notamment l'équivalent exact des « calcaires gréseux ivoirins », cette fois-ci associés à du marbre de Guillore typique (à Bélemnites). La base des mêmes marbres chloriteux y est soulignée par un mince niveau phosphaté qui contient, suivant les

points, la microfaune à *Globotruncana* du Crétacé supérieur, ou celle à *Globorotalia* du Paléocène. Il n'est donc pas douteux que la couverture sédimentaire calcaire de la zone d'Acceglio-Longet comprenne du Jurassique, du Crétacé supérieur et même de l'Éocène inférieur.

Les Schistes lustrés ne pourraient donc être considérés comme autochtones sur cette zone que si l'on admettait d'une part que le liseré de cargneules qui souligne souvent leur base n'a pas de signification tectonique, d'autre part qu'ils sont en totalité d'âge tertiaire. Dans le cas présent, c'est surtout l'argument du contact anor-

mal souligné par des cargneules qui conduit à admettre une « nappe des Schistes lustrés », l'âge liasique de ceux-ci n'étant pas absolument certain.

M. F. ELLENBERGER félicite M. Michard pour sa belle et minutieuse description de la région de Bellino. Complétant les premières découvertes de M. Lemoine et J. Debelmas, elle apporte des données de première importance pour la compréhension des zones internes alpines. Il est notamment capital de voir réapparaître en fenêtre, dans les Schistes lustrés, une série où l'on peut voir la réapparition de la zone Vanoise-Ambin *lat. sens.* plus interne que la série briançonnaise. Toutefois, si les gneiss œillés de Bellino évoquent les roches un peu similaires du Sapey près Modane, les curieux gneiss leucocrates à disthène décrits par M. Michard posent des problèmes non résolus, entre autres celui de leur parenté génétique possible avec les porphyres quartzifères permien très puissants un peu plus au Sud dans le Val Maira (hypothèse de phénomènes d'autométamorphisme).

M^{me} Y. GUBLER : La coupe du Pelvo d'Elva rappelle celle de la klippe de Roche Chevalière à 40 km au S, sur la rive gauche de l'Ubaye⁸. Le lambeau de Roche Chevalière repose directe-

ment sur le grès d'Annot de la couverture d'Argentera et s'enfonce sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Bien qu'écrasée la coupe montre sur les quartzites du Werfénien :

- 1) 0,50 à 2 m d'un conglomérat à éléments calcaréodolomitiques, nombreux quartz et développement de croûtes ferrugineuses et phosphatées, des rosters brisés de Bélemnites, des fragments d'Ammonites pyritisées que R. Mouterde rattache au Dogger ;
- 2) 5 à 25 m d'un calcaire grumeleux gris du type « Guillestre », rubéfié à sa partie supérieure ;
- 3) 0,50 à 0 m de calcschistes rouges à *Globotruncana* du Sénonien supérieur, localement envahis par une croûte ferrugineuse et phosphatée de 0,15 à 0,40 m ;
- 4) 0,05 à 0,15 m de calcschistes rouge-brun (d'aspect identique à 3) à grosses Globigérines et *Globorotalia*, attribués à l'Éocène inférieur. Ces couches peuvent être, elles aussi, totalement incluses dans la croûte ferrugineuse ;
- 5) 1 à 3 m de calcaires, détritiques à leur base, à *Nummulites partschi*, *N. distans*, *N. tschihatcheffi*, *Asterocyclines*, du Lutétien inférieur.

Bien qu'aucun métamorphisme ne s'observe dans cette série, elle paraît avoir de grandes affinités avec celle décrite par A. Michard dans la région d'Acceglio-Longet, dont elle pourrait provenir.

8. GUBLER Y. (1953) : Roche Chevalière : klippe briançonnaise du cirque de Restefond (Basses-Alpes). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 93-96.

Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne

par Eugène BONIFAY et Paul MARS¹.

Sommaire. — Le Quaternaire marin de la Méditerranée souffre actuellement d'une grande anarchie terminologique. L'abandon nécessaire de certains termes (Milazzien, Monastirien) et l'emploi abusif d'autres noms n'ayant pas de définition stricte, ou l'ayant perdue (Tyrrhénien, Grimaldien, Ouljien...) entraînent des confusions nombreuses et graves. Malgré l'abandon des termes « Milazzien » et « Monastirien », il est évident que des lignes de rivage correspondant à ces dernières appellations existent en de nombreux points de la Méditerranée. Nous proposons de les grouper sous le terme général de « Tyrrhénien », en donnant à chacune d'elles un nom nouveau.

Les « couches à Strombes » de la Méditerranée avaient dès le début du siècle dernier attiré l'attention des géologues, mais il fallut attendre 1914 pour qu'Issel créât le terme de Tyrrhénien pour désigner ces formations si caractéristiques par leur association faunique.

Le terme de Tyrrhénien venait s'ajouter à ceux employés pour nommer d'autres niveaux quaternaires caractéristiques de la Méditerranée, et cette chronologie fut complétée plus tard.

La succession classique en usage de nos jours est la suivante :

Calabrien : Gignoux désigne sous ce terme, en 1913, la partie tout à fait terminale du Pliocène ; dans ces couches on voit apparaître la faune « froide » à *Cyprina islandica*. On admet l'équivalence de ce Calabrien marin avec les formations continentales dites « villafranchiennes » que certains auteurs ont tendance actuellement à enlever au Pliocène pour en faire la base du Quaternaire.

Sicilien : Doderlein, dès 1872, appelait ainsi les couches à *Cyprina islandica* de Sicile, qui datent du début du Quaternaire. En général, Calabrien et Sicilien sont discordants l'un sur l'autre, et le Sicilien possède une faune présentant moins d'affinités avec la faune pliocène que celle du Calabrien.

Milazzien : Depéret avait vu à Milazzo (Sicile) une nouvelle unité à faune « banale » qui s'intercalait entre le Sicilien et les couches à Strombes, et qu'il prit comme type d'un nouvel étage du Quaternaire.

Tyrrhénien : Issel désigna par ce terme les couches à Strombes. Le Strombe n'est d'ailleurs

pas le seul élément caractéristique de ce niveau, qui contient aussi en abondance *Conus testudinarius*, *Turbo rugosus*, *Patella ferruginea*, etc...

Monastirien : c'est encore Depéret qui, ayant vu à Monastir le Tyrrhénien se dédoubler en deux niveaux distincts, employa cette nouvelle désignation pour le niveau le plus bas.

Flandrien : c'est l'étage le plus récent du Quaternaire, qui groupe tous les dépôts contemporains de la remontée du niveau marin depuis le maximum de la régression post-tyrrhénienne jusqu'à son niveau actuel. Créé par Rutot et Van der Broeck en 1885, ce terme fut repris et généralisé par Dubois en 1924. Il ne semble pas, sauf cas très particuliers, que le Flandrien ait dépassé le niveau actuel de la mer. La Méditerranée, dans ses zones stables, voit le sommet du remblaiement flandrien coïncider avec le rivage actuel.

Notons enfin qu'il existe aussi le terme *Grimaldien* créé par J. Bourcart en 1938 pour désigner des formations continentales méditerranéennes groupées sous le nom général de « limon rouge ». Ce nom, qui a été utilisé quelquefois à tort pour des dépôts marins, est très imprécis puisque, d'après son auteur, il groupe des dépôts qui peuvent être antérieurs ou postérieurs aux plages à Strombes. Cette désignation prête d'autant plus à confusion qu'elle a été employée dès 1920 par Rellini pour certaines industries du Paléolithique supérieur des grottes de Grimaldi, et généralisée dans ce sens en 1928 par R. Vaufrey.

1. Note présentée à la séance du 16 février 1959.

I. Difficultés de la terminologie classique.

Cette classification, en apparence très simple, s'est pourtant trouvée, très tôt, avoir de grands défauts.

La délimitation du Calabrien et du Sicilien reste imprécise. Elle a été l'objet de discussions d'autant plus importantes qu'elle entraîne le problème de la limite Pliocène-Pléistocène. Nous en reparlerons plus loin.

Les termes de « Milazzien » et « Monastirien » furent critiqués, dès 1935, par G. Denizot. Cet auteur fit remarquer qu'à Monastir en Tunisie, localité où Depéret avait pris le type de son Monastirien, il n'existait en fait qu'un seul ensemble de dépôts appartenant tous à la mer à Strombes : l'illusion de deux niveaux distincts résultait pour cet auteur d'un stationnement temporaire de la mer après le maximum transgressif, sans que l'on puisse déceler entre temps de régression ayant pu produire une discordance dans les sédiments. Tout récemment, Castany, Gobert et Harson [1956] ont montré que seule la mer à Strombes avait laissé des traces à Monastir, et que le deuxième niveau n'existait pas, en fait, sur l'ensemble des côtes tunisiennes. Il existe par contre des déformations du socle qui modifient l'altitude du maximum tyrrhénien *stricto sensu*.

Le Milazzien, à son tour, a vu son existence mise en doute, en tant qu'étage individualisé entre le Sicilien et le Tyrrhénien. Une hypothèse émise récemment par Ottmann et Picard pour le gisement de Milazzo admet qu'il s'agit de Tyrrhénien classique à Strombes soulevé à une hauteur anormale par basculement du socle. Cette interprétation a d'ailleurs été critiquée par T. Lipparini, E. Malatesta, M. L. Nicosia et A. Valdinucci [1955]. Ces auteurs contestent les conclusions de Picard et Ottmann sans apporter eux-mêmes une solution définitive au problème.

Une autre difficulté a surgi du fait que souvent on a attribué aux termes désignant les différents étages du Quaternaire marin de Méditerranée des valeurs altitudinales strictes. C'est ainsi qu'on admettait, à la suite de Depéret et du général de Lamothe, les équivalences suivantes :

Sicilien : niveau de 100 m,
Milazzien : niveau de 60 m,
Tyrrhénien : niveau de 30 m,
Monastirien : niveau de 15 m.

Trop souvent le critère altitudinal a prévalu sur les autres, stratigraphiques ou fauniques. En fait, les hauteurs auxquelles on trouve les témoins

de ces différents niveaux sont très variables. On connaît l'exemple classique des gisements de Calabre où le Tyrrhénien à Strombes a pu être porté, dans certains cas, à plus de 100 m de hauteur. L'idée de ces déformations, dues à l'orogénie quaternaire s'est imposée depuis longtemps. Elle a été invoquée à nouveau dans des synthèses récentes [Castany et Ottmann, 1957] pour expliquer la répartition des différents gisements en altitude. Actuellement il devient donc évident que l'altitude seule ne peut être considérée comme un critère absolu pour dater un gisement de Quaternaire marin.

Restent donc les faunes comme moyen de datation. Là encore les définitions classiques peuvent être prises en défaut. C'est ainsi, par exemple, qu'il était devenu courant de considérer les gisements immergés à faune « froide » comme étant d'âge sicilien. Cependant, J. Bourcart [1947, 1955] avait déjà émis l'hypothèse que de telles faunes pourraient bien être plus récentes. Le plus anciennement connu de ces gisements, celui du cap Creus [Pruvot et Robert, 1897] a été étudié de nouveau [Mars, Mathely et Paris, 1957]. L'un de nous [Mars, 1958] a estimé qu'il s'agit de dépôts formés à partir du maximum de la régression préflandrienne ; la présence de la Cyprine et autres espèces atlantiques boréo-celtiques n'implique donc pas l'âge sicilien, l'ensemble de la faune différant de celle du Quaternaire ancien de Sicile. Mars et Picard [1958] ont attiré l'attention sur le fait que ces faunes n'impliquent pas non plus un très fort refroidissement des eaux méditerranéennes, mais peut-être un abaissement concomitant de la salinité. De nombreux autres gisements de ce type sont aujourd'hui connus sur les côtes de Provence et de Corse [Gautier et Picard, 1957 ; Mars et Picard, 1958].

Mais en plus de ces imprécisions dues à la complexité du sujet étudié — complexité qui apparaît toujours plus grande à mesure que s'accroissent nos connaissances dans ce domaine — il existe des problèmes de nomenclature qui ont déjà été soulevés mais auxquels on n'a pas apporté de solutions : en opposition au détail des observations stratigraphiques, on est encore très loin d'une vue d'ensemble satisfaisante des phénomènes complexes qui se déroulent pendant le Quaternaire. La classification reste imparfaite et la confusion terminologique rend encore plus

difficile les interprétations. « Tout le monde ne parle pas le même langage » [Gigout, 1957] : le meilleur exemple en est dans l'usage qu'on fait du terme « tyrrhénien » par extension abusive combinée avec une subdivision qui aboutit dans certains cas à réserver ce terme à un certain « Tyrrhénien I », lequel n'est pas le plus souvent le vrai Tyrrhénien. En même temps un « Tyrrhé-

nien II » est à son tour différemment interprété, découpé, et d'autres termes lui sont mis en synonymie, parfois en contradiction avec l'intention de leur créateur (*Monastirien* de Depéret, *Grimaldien* de Bourcart, *Normanien* de Dangeart, *Ouljien* de Gigout). Il serait utile de revenir sur ce point pour essayer de supprimer les équivoques existantes.

II. Existence de plusieurs niveaux postsiliciens et antéflandriens.

Malgré l'abandon nécessaire des termes « Milazzien » et « Monastirien », l'existence de niveaux marins intermédiaires entre le Sicilien et le Flandrien, et différents du Tyrrhénien à Strombes, est évidente. Cette présence a été reconnue en différentes régions de la Méditerranée (Méditerranée orientale, Espagne, Italie), et nos propres recherches sur les côtes françaises nous ont apporté des éléments la confirmant. C'est donc par une revue de ces gisements français que nous commencerons, en cherchant ensuite des points de comparaison dans les autres parties du bassin méditerranéen.

A) CÔTES FRANÇAISES DE LA MÉDITERRANÉE ENTRE LES PYRÉNÉES ET LES ALPES. — Les Alpes maritimes sont très riches en témoins de Quaternaire marin.

A *Grimaldi*, sur la frontière italienne, la fouille des grottes a révélé la présence, sur le radier de la grotte du Prince et à la Barma Grande, à l'altitude d'une douzaine de mètres, d'un dépôt coquillier contenant en abondance la faune à Strombes. Ces dépôts sont directement recouverts par des cailloutis et des foyers à industrie humaine (Moustérien) [Boule, 1906].

Ainsi que J.-J. Blanc l'a récemment confirmé, ces sédiments se sont formés sous quelques mètres d'eau. A la grotte du Prince, une rainure dans la roche formant le plafond de la grotte marque le niveau correspondant de la mer, vers 23 m. C'est là certainement le niveau atteint par la mer tyrrhénienne dans cette région. Toujours à la grotte du Prince, un deuxième niveau serait représenté par des perforations dans les brèches à industries humaines surmontant la formation à Strombes. Cette interprétation due à Flamand, et jadis critiquée par Boule, a été reprise par J.-J. Blanc [1955] ; mais les dispositions actuelles des lieux ne nous permettent ni d'infirmer ni de confirmer ce point de vue.

Autour du rocher de Grimaldi, les dépôts signalés par Boule vers l'altitude de 7 à 8 m ont

été interprétés par Depéret comme les témoins d'un rivage postérieur au niveau à Strombes.

A *Monaco*, des dispositions analogues existent et nous retrouvons la trace du niveau tyrrhénien vers 23 m. Des perforations de la roche ont été signalées jusqu'à cette hauteur tout autour du rocher de Monaco, et on retrouve plus bas des dépôts de « panchina » qui leur correspondent. Cette « panchina » a été elle-même reperforée jusqu'à la hauteur de 10 m ; nous confirmons les observations de G. Denizot en ce point. A ce niveau de 10 m nous rapporterions des dépôts que des travaux récents ont mis au jour au pied du rocher de Monaco, sous le bd Charles II. Il s'agit de grès coquillier à l'altitude de 3 ou 4 m, dont le faciès est assez différent de celui de la « panchina » toute proche. Ces grès sont extrêmement riches en coquilles parmi lesquelles abondent les Pectoncles. On y reconnaît en outre la présence des espèces suivantes [Bonifay, Iaworsky et Mars, 1958] : *Diodora graeca* L., *Halotis lamellosa* Lmk, *Patella lusitanica* Gm., *P. caerulea* L. var. *aspera* Lmk, *Astraea rugosa* L., *Tricolia pullus* L., *Gibbula racketti* Payr., *Clanculus corallinus* L., *C. jussieui* Payr., *Cerithium vulgatum* Brug., *Bittium reticulatum* Da Costa, *Columbella rustica* L., *Muricea blainvillei* Payr., *Mitra ebenus* Lmk, *Arca noae* L., *A. barbata* L., *Glycimeris pilosus* L., *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lmk, *Chlamys varia* L., *C. multistriata* Poli, *Lima lima* L., *Spondylus gaederopus* L., *Loripes lacteus* L., *Miltha borealis* L., *Codakia reticulata* Poli, *Corculum papillosum* Poli, *Laevicardium norvegicum* Speng., *Chama gryphoides* L., *Venus verrucosa* L., *Pitaria chione* L. (très commune), *Gastrochaena dubia* Penn.

D'autres indices d'un littoral vers 10 m existent, dans la région de Monaco, à la pointe de la Vieille (Denizot, Ottmann).

Un troisième niveau marin est, à Monaco, à l'altitude de 95 m. Le premier témoin connu en a été décrit, en 1946, par M. Thorat. La signification de ce lambeau, invisible depuis les obser-

vations de ce dernier auteur, avait été contestée. Pour G. Denizot, ce lambeau ne représentait qu'un dépôt « sans la moindre disposition littorale indiquant tout au plus le passage de la mer entre les niveaux pliocène et tyrrhénien » [Denizot, 1951, p. 14]. J. Bourcart [1953] exprime un avis analogue et ne semble attacher à cette découverte qu'une importance restreinte. Nous avons eu la chance, tout récemment, de retrouver des témoins de ce niveau qui ne laissent absolument aucun doute sur la présence d'un rivage quaternaire à cette altitude. Le dispositif littoral y est complet : des sables et grès de plage, coquilliers, passent à un cordon littoral de galets. Le tout est surmonté d'une dune de grès rose à *Helix paretii* ISSEL, elle-même surmontée de brèches rouges et d'une dune plus récente et, en un point, de loess. La faune du niveau marin comprend notamment *Patella ferruginea*, *Monodonta turbinata*, *Conus mediterraneus*, *Rissoa costata*, *Loripes lacteus*, associés à d'autres éléments d'une faune banale et littorale [Bonifay, Iaworsky et Mars, 1958]. Le niveau de 95 m de Monaco ne semble pas pouvoir être rattaché à un ensemble sicilien, en raison de sa faune et des dépôts continentaux qui surmontent la plage marine.

Nous avons donc à Monaco un niveau tyrrhénien classique (au sens d'Issel) à 23 m, encadré par un niveau à 95 m et un autre à 8-10 m. Ces trois niveaux peuvent être placés entre le Sicilien classique et le Flandrien.

Entre Monaco et Nice, le point le plus intéressant est la presqu'île du cap Ferrat qui contient de nombreux témoins de Quaternaire marin, connus depuis les travaux de Risso et ceux de Depéret, Caziot et Maury. Ces auteurs ont connu les lieux alors qu'ils étaient facilement accessibles et se prêtaient aux observations, et nous devons leur faire confiance, en particulier en ce qui concerne les niveaux les plus élevés que nous n'avons pu étudier.

Depéret et Caziot [1903] signalent notamment un niveau qu'ils situent entre 80 et 100 m. Il s'agirait d'un dépôt tout à fait littoral à *Conus emditerraneus* accompagné d'une faune banale, et de perforations de Lithophages.

Les traces indiquées à des altitudes inférieures (entre 40 et 80 m) ne présentent pas le même faciès, et sont généralement constituées par des remplissages de fissures (calcaire coralligène, calcaire à *Cidaris* et à *Mélobésiées*, avec une faune réduite). Ces témoins peuvent être considérés comme des dépôts plus profonds que les précédents, correspondant à un littoral vers 80-100 m.

Nos connaissances sont plus précises en ce qui concerne le niveau suivant qui correspond à la

mer à Strombes. Tous les gîtes cités sont en continuité parfaite avec le gisement-type, celui de l'anse Grossuet, décrit très exactement par Risso en 1813 et en 1826. Nous avons pu tout récemment vérifier les dispositions de ce site, avant sa disparition presque totale. Vers 12-13 m on voit des sables contenant une faune très riche, dont la liste complète a été donnée par Depéret, et qui comprend toutes les espèces caractéristiques du Tyrrhénien. Ces sables garnissent un replat de pied de falaise, et montrent par endroit jusqu'à une vingtaine de mètres, altitude à laquelle se trouvent des dépôts très littoraux et les témoins d'un cordon de galets. Cet ensemble marin est recouvert par d'importantes formations dunaires intercalées de brèches dans lesquelles nous avons recueilli une abondante faune de Gastéropodes terrestres (*Helix nemoralis*, *Rumina decollata* et *Cyclostoma elegans*, très communs, et un seul exemplaire d'*Helix paretii*).

Un autre littoral plus récent a laissé des traces nettes dans la presqu'île de Saint-Hospice où différents auteurs ont signalé des marnes et argiles contenant une faune très littorale à *Bitium* et *Phasianella*, et, en d'autres points, à *Tapes* [Bourcart et Ottmann, 1954] à une altitude comprise entre 9 et 12 m. Nous avons nous-même observé près de l'anse de la Scaletta, à une vingtaine de mètres du carrefour coté 13 m sur le plan directeur, un cordon littoral de galets, dans une poche creusée dans le substratum, et contenant la faune suivante : *Monodonta turbinata* BORN., *M. turbiformis* V. SALIS, *Gibbula rackeri* PAYR., *Tricolia pullus* L., *T. tenuis* MICH., *Rissoa costata* DESM., *Alvania lineata* Risso, *Barleeia rubra* ADAM., *Truncatella subcylindrica* L., *Cerithium vulgatum* BRUG., *Bitium mediterraneum* DESH., *B. reticulatum* DA COSTA, *Trifora perversa* L., *Columbella rustica* L., *Donovania minima* MG., *Mitra cornicula* L., *Arca noae* L., *Anomia ephippium* L., *Spondylus gaederopus* L., *Beguinia calyculata* L.

Ces espèces soulignent le caractère tout à fait littoral du dépôt qui s'est peut-être même fait, en haut de plage, légèrement au-dessus du niveau marin proprement dit.

Sur le pourtour du cap Ferrat, nous retrouvons donc les mêmes dispositions qu'à Monaco, avec trois lignes de rivage situées à 80-100 m, une vingtaine de mètres et une dizaine de mètres, le niveau intermédiaire étant le vrai Tyrrhénien à Strombes.

En dehors du cap Ferrat, de nombreux lambeaux de Quaternaire marin ont été signalés au voisinage du niveau actuel de la mer, à la pointe Mala, à la pointe de Cabuel, au cap Roux, à la

pointe de Pierre Formigue. Très restreints en étendue et difficilement observables aujourd'hui, ces gisements sont d'un intérêt d'autant plus réduit qu'ils ne permettent pas de tirer des conclusions certaines. On peut cependant penser qu'à la pointe Mala le lambeau de « panchina » à *Turbo rugosus* et *Spondylus gaederopus* appartient au Tyrrhénien à Strombes, et que les perforations de Lithophages qui l'affectent doivent, tout comme les sables à faune banale signalés par Caziot et Maury [1907]², être les traces du niveau le plus récent. Ces sables montent assez haut, vers 15-18 m, mais peuvent constituer des formations de haut de plages déposées bien au-dessus du niveau réel de la mer.

Aux alentours immédiats de Nice, il a été signalé des traces analogues à celles qui, au cap Ferrat, correspondent au littoral de 80-100 m, remplissage des fentes par des calcaires à *Cidaris* (lambeaux du mont Boron). A Nice même (place Saluzzo), les dépôts du Tyrrhénien à Strombes ont été retrouvés, correspondant également à un littoral vers une vingtaine de mètres.

La région d'Antibes contient de très belles séries plio-pléistocènes. Étudiée d'abord par M. Gignoux puis par G. Denizot, cette région a fait l'objet d'un travail de F. Ottmann [1953]. Celui-ci distingue, au-dessus des dépôts pliocènes, une série quaternaire comprenant des marnes à *Cardium* puis des sables à faune marine, recouverts par des cailloutis fluviatiles et des « limons rouges ». La faune marine ou lagunaire n'apporte malheureusement aucun élément de datation. F. Ottmann rapporte les « sables de Vaugrenier » à ce qu'il appelle la « grande transgression » qu'il date du Tyrrhénien, avec cependant de nombreuses réserves.

Sur la côte des Maures et de l'Esterel les témoins de Quaternaire marin sont très peu nombreux. J. Bourcart [1952] signale un grès de plage au cap Lardier, près de Cavalaire, à 6 m, et un autre lambeau à 60 m à la Napoule. Les côtes de l'Esterel recèlent quelques amas de galets, entre 0 et 30 m, sans aucune trace de faune marine. A. Rivière [1954] a signalé également des galets vers l'altitude de 200 m dans la région des Issambres.

Dans sa thèse, L. Lutaud [1924] note l'absence presque complète de dépôts marins quaternaires dans les Maures, à part quelques traces du « niveau de 15 m ». Dans l'Esterel, par contre, cet auteur a rencontré des amas de galets, entre le niveau actuel et 60 m, qui semblent correspondre à trois lignes de rivage : l'une vers 55-60 m qui s'abaisse du NW vers le SE ; l'autre à 30 m et une dernière enfin à 15 m. Mais l'absence totale

de fossiles dans ces diverses formations ne permet aucune interprétation d'ensemble.

Aux îles d'Hyères, J.-J. Blanc et E. Bonifay [1957] ont signalé un conglomérat marin à 2 m sur la côte nord de l'île de Port-Cros, sans faune déterminable. Tous les autres gisements « marins » signalés aux îles d'Hyères par H. Parent, Léger et Blanchet, etc., ne sont que des grès dunaires, à l'exception sans doute des grès blancs de Porquerolles et de la pointe du tuf (Port-Cros) qui pourraient être les témoins du Tyrrhénien moyen.

Les côtes de Provence calcaire contiennent quelques gisements marins. A Sauviou, près de Sanary, un conglomérat de galets, sans faune, est au niveau actuel de la mer [Bonifay, 1952 a] ; à Bandol un conglomérat littoral à faune marine monte à 1,50 m environ. Ce gisement pourrait se rattacher au Tyrrhénien à Strombes, d'après sa couverture dunaire, mais on n'y a trouvé aucune des espèces caractéristiques de ce niveau. A la Madrague des Lecques près de La Ciotat, d'importantes formations dunaires recouvrent un conglomérat de galets à l'altitude de 2 m. Ce cordon littoral contient une faune abondante, mais extrêmement difficile à dégager à cause de la dureté de la roche ; nous avons pu déterminer : *Astraea rugosa*, *Pectunculus* sp., *Cardium tuberculatum*, *Patella coerulea* var. *aspera*, *P. ferruginea*, *Conus* sp. ; il s'agit certainement d'un niveau tyrrhénien, mais l'absence du Strombe et la stratigraphie de la couverture continentale pourraient faire penser à un niveau postérieur au Tyrrhénien classique.

Enfin, un dernier témoin de Quaternaire marin se trouve, sur les bords de l'étang de Berre près des Martigues, à la hauteur de 7 à 8 m. Ce sont des grès de plage d'un ancien étang, plus fermé que ne l'est l'étang de Berre actuel, contenant en très grande abondance des coquilles de *Cardium*. Aucun élément ne permet de dater cette formation [Collot, 1882 ; Denizot, 1938 ; Mars, 1949 ; Blanc et Bonifay, 1953].

Sur les côtes du Languedoc entre le Rhône et Sète, on ne connaît aucune trace de niveaux marins quaternaires, en dehors des cordons littoraux flamandais. Dans cette région existent cependant des gisements sous-marins dont les limites sont mal connues ; ce sont des grès contenant : *Tapes dianae*, *Estonia rugosa*, *Glycimeris aldrovendi*, *Pecten maximus* [Paulus, 1949]. Ces grès ne sont pas datés, mais ils sont certainement antérieurs au Flandrien, sans qu'on puisse les

2. Caziot et Maury ont cependant signalé « *Conus mercati* » et nous possédons un fragment de *Cantharus viveratus*.

rattacher à une phase du Tyrrhénien plutôt qu'à une autre.

A Sète, les perforations signalées par Depéret sur les roches jurassiques de l'anse du Lazaret, entre 2 et 8 m, ne permettent pas non plus une datation de la ligne de rivage correspondante.

De Sète à la frontière espagnole, les traces de rivages sont au contraire très abondantes. A. Rivière et S. Vernhet [1956] dans une note récente, ont effectué une étude statistique des niveaux. Cet essai met en évidence trois maximums de fréquence, l'un vers 24-25 m, un autre vers 9-11 m, un dernier enfin vers 4-6 m, suivi du niveau flandrien à 1-2 m. Les multiples niveaux signalés par ces auteurs ne sont pas toujours des dépôts marins caractéristiques avec faune. Correspondant aux trois niveaux principaux cités ci-dessus se rattachent des dépôts connus depuis longtemps :

Gîte de Salse : signalé par Depéret [1907], puis par Denizot [1951], qui y reconnaît une ligne de rivage à 25 m : sables à *Ostrea lamellosa* et *Chlamys glabra*, ainsi que des Balanes et des Foraminifères³.

Gisement de Capestang-les-Montels et de Fitou : signalés également par Depéret, ces gisements ont été revus récemment par P. Mars et F. Ottmann [1955]. Ils sont de faciès lagunaire avec comme espèce caractéristique le *Tapes diana*. Les dépôts, qui indiquent un littoral vers 9 m, sont considérés comme tyrrhéniens par Denizot.

Gisement de Gruisan et de Leucate : tous deux sont situés vers 2-3 m, le premier, présentant un mélange d'espèces marines et lagunaires, avec *Patella ferruginea* et *Tapes diana*, le second franchement marin (conglomérat) contient les espèces suivantes : *Spondylus gaederopus*, *Purpura hemastoma*, *Patella ferruginea*, *Astraea rugosa*.

De ces deux niveaux de 9 m et 2 m, l'un au moins est certainement l'équivalent du Tyrrhénien à Strombes. Mais l'abondance du *Tapes diana* dans le niveau de 9 m et l'absence du Strombe dans celui de 2 m, pourraient faire penser ici à une succession de niveaux analogue à celle des Alpes-Maritimes : le Tyrrhénien vrai, à 9 m, étant encadré par deux rivages situés vers 25 m et 2 m, les altitudes seules étant différentes.

B) AUTRES RÉGIONS DE MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE. — Après avoir passé en revue tous les gisements de Quaternaire marin connus sur les côtes françaises de la Méditerranée entre les frontières italienne et espagnole, nous étudierons, d'une manière plus succincte, d'autres régions

méditerranéennes où la succession des niveaux est susceptible d'apporter des éléments de comparaison intéressants.

Espagne. De nombreux travaux publiés par les géologues espagnols sur le Quaternaire marin des côtes d'Espagne, il ressort nettement qu'autour d'un niveau tyrrhénien caractéristique, se trouvent deux niveaux, l'un à 20-25 m à faune banale, l'autre à 2 m à faune tyrrhénienne appauvrie, sans Strombe. M. L. Sole-Sabaris [1958] dans une note toute récente, précise que le niveau le plus élevé contient, associé à la faune banale, la *Patella ferruginea* ; le niveau de 2 m verrait réapparaître le Strombe au S d'Alicante, alors qu'il est absent dans cette ligne de rivage au N de cette ville. Dans le niveau de 6-8 m lui-même, la proportion des éléments « sénégaux » diminue du S vers le N, sans que les principales espèces caractéristiques disparaissent.

Ces trois niveaux, très bien représentés sur les côtes espagnoles, constituent une série tout à fait conforme à ce qui existe sur les côtes françaises ; la connaissance précise de leurs caractères au point de vue altitudes et faunes est très importante pour l'interprétation générale du Quaternaire de Méditerranée.

Aux Baléares, le niveau tyrrhénien à Strombes est très bien représenté ; il se trouve à l'altitude de 4 m.

A 2 m, un autre niveau contient la faune tyrrhénienne « appauvrie », sans Strombe ; il est séparé du niveau de 4 m par une formation dunaire [Cuerda Marcelo, 1957].

D'après A. Muntaner Darder [1957] un autre niveau se trouverait, à la péninsule de Cala Figuera (W de la baie de Palma), sous la « grande dune », à 20 m au-dessus de la mer. Ce gisement que A. Muntaner Darder rapporte au « Tyrrhénien I » (tandis qu'il appelle « Tyrrhénien II » les deux niveaux à Strombes et à faune tyrrhénienne appauvrie) aurait donné un fragment de *Strombus* avec *Pectunculus* et *Spondylus*.

Sardaigne. Dans toute la Sardaigne, le Tyrrhénien classique est représenté en de très nombreux gisements correspondants à un littoral entre 5 et 8 m (Issel, 1914 ; Segre, 1954).

G. Peccorini [1954] a signalé, sous les couches à Strombes de la Nurra d'Alghero, d'autres for-

3. La détermination *O. lamellosa* BROCCI (1814) par Depéret et par Denizot peut surprendre si l'on considère avec quelques auteurs récents, dont Ranson, que cette espèce ne dépasse pas le Pliocène. A mon avis (P. M.), la forme *lamellosa* est à rattacher à *O. edulis* L. (1767) comme simple variété, selon les opinions anciennes de Bucquoy, Dollfus, Dautzenberg [1887] et Lamy [1929], et l'étude des échantillons actuels me confirme dans l'idée qu'elle existe encore en Méditerranée.

mations marines plus anciennes à faune banale, séparées du Tyrrhénien par des dépôts continentaux marquant une régression. Cet auteur signale également, vers l'altitude de 15 m des traces d'un littoral, qui pourrait représenter le maximum de la transgression prétyrrhénienne, ou une phase encore plus ancienne. Vers 2-3 m, un autre rivage plus récent contient une faune tyrrhénienne appauvrie.

En Corse, la thèse de F. Ottmann [1958] apporte des précisions sur la répartition des formations marines quaternaires. Deux niveaux sont nettement définis, représentés par des formations marines. Un troisième ensemble se trouve autour de l'étang d'Urbino, sous forme de dépôts lagunaires, à *Tapes diana*, montant à l'altitude de 26 m dans la région d'Urbino, et à 5-6 m dans la région de Vadina. Cette région est affectée par d'importants mouvements tectoniques locaux.

La série lagunaire de Vadina et d'Urbino, considérée d'âge antétyrrhénien par F. Ottmann à cause de sa couverture continentale, pourrait en réalité être l'équivalent du niveau tyrrhénien classique de 5-6 m partout présent en Corse. La chronologie de F. Ottmann repose, en effet, sur l'altération des nappes alluviales de la côte orientale de Corse, nappes en relation avec les formations marines ; les critères employés pour la datation de chacune des nappes alluviales nous paraissent discutables, et il n'est pas impossible que l'ensemble puisse être rajeuni. On n'aurait pas alors à Vadina une zone effondrée pendant le Quaternaire : ce serait plutôt la région d'Urbino qui aurait subi une surrection.

Il reste néanmoins en Corse la certitude de l'existence de deux niveaux tyrrhéniens, l'un vers 5-6 m représentant le Tyrrhénien classique, l'autre à 2-3 m ayant une faune tyrrhénienne très appauvrie.

L'Italie, ainsi que le rappelle Gigout [1957, p. 136] « est sans doute un pays plus favorable à l'analyse des déformations récentes qu'au déchiffrement des anciens rivages ». Gignoux a beaucoup contribué à l'établissement du dogme du rivage tyrrhénien à 30-35 m, tout en signalant aussi une ligne de rivage plus basse à 12-15 m. Dans la région classique des environs de Livourne, les travaux de A. C. Blanc [1935-1953] et d'Ottmann [1954 a] ont établi que le rivage réputé à 30 m est en réalité à 11 m, recouvert de deux ensembles dunaires. Dans les Pouilles, le rivage tyrrhénien est bien vers 30-35 m [A. C. Blanc, 1953 b] et il atteint 100 m à Reggio, mais dans la généralité des cas, sur la côte tyrrhénienne il est entre quelques mètres seulement et

15 m. Au Monte Circeo notamment, il y a deux traces de rivages tyrrhéniens dans les grottes littorales, à 2-3 m et à 8-9 m et de même sur la côte de Salerne (livret-guide INQUA).

Sicile. L'existence de formations postérieures au Sicilien et antérieures au Tyrrhénien à Strombes ne fait aucun doute en Sicile, bien que la localité type de Milazzo ait été très mal choisie.

M. Gignoux [1917] avait déjà insisté sur l'indépendance des gisements à faune banale par rapport au Sicilien, et leur antériorité par rapport aux couches à Strombes.

La localité de Milazzo, prise par Depéret comme type du Milazzien, a été l'objet ces dernières années d'interprétation divergentes. Pour Ottmann et Picard, les dépôts littoraux qui couronnent la presqu'île vers 55 m s'abaisseraient vers le S et l'E par suite d'un basculement du socle. Pour ces auteurs, on aurait à Milazzo du Tyrrhénien vrai (à Strombes) porté à une grande hauteur par ces mouvements tectoniques. La faune malacologique avec *Patella ferruginea* et quelques espèces de tendance « chaude », sans toutefois les principales caractéristiques, semblait appuyer ce point de vue [Mars, 1956]. Or, Lipparini, Malatesta, Nicosia et Valdinucci [1955], reprenant l'étude de cette région, contestent tout mouvement tectonique et ne tirent pas de conclusions définitives sur l'âge du dépôt. Ils signalent en outre des conglomérats marins à 3 m avec quelques espèces de faune banale. Ottmann et Picard ont signalé, comme preuve d'une phase tectonique récente, la présence d'un trottoir à *Tenarea* à 1,60 m cimentant des poteries romaines. Il est bien évident qu'aucun argument décisif ne permet encore de préciser de manière irréfutable l'âge de la ligne de rivage de Milazzo dont la faune cependant montre des tendances tyrrhéniennes.

En Sicile, les couches attribuées avec certitude au Tyrrhénien à Strombes sont représentées notamment dans la région de Palerme, à Sferra-Cavallo, où elles ne dépassent pas en fait l'altitude d'une dizaine de mètres et contiennent une faune caractéristique. Il convient sans doute d'en séparer dans la même région, à Torre dell'Isola, une plage plus récente, vers 2-3 m, dont la faune recueillie par l'un de nous (P. M.) ne comporte plus le Strombe.

Inversement, des formations plus anciennes sont attribuées par Ottmann et Picard au Tyrrhénien I ; mais ils ne précisent pas l'altitude possible du rivage correspondant, de toutes manières plus grande que celle du Tyrrhénien vrai.

Tunisie. Les multiples études concernant le Tyrrhénien de Monastir, couronnées par le récent

travail de Castany, Gobert et Harson [1956], font ressortir l'inexistence de deux lignes de rivages, l'une à 30 m, l'autre à 15-20 m. C'est cette dernière qui avait été prise comme type de l'étage monastirien par Depéret. En fait, il n'existe à Monastir qu'un dépôt entre + 32 et — 2 m, déformé par des mouvements tectoniques, mais dont l'étude détaillée permet, selon Castany, de restituer le niveau tyrrhénien qui leur a donné naissance à une dizaine de mètres.

Gigout [1957] soupçonne cependant l'existence de deux Tyrrhéniens à Strombes à Monastir : le Tyrrhénien ancien du plateau déformé et le Tyrrhénien récent du Douar Krnis, très frais, correspondant à la mer de 5-8 m. Cette dernière ligne de rivage s'abaisserait dans les zones subsidentes comme le golfe de Gabès.

Pour Gigout, ce Tyrrhénien récent serait l'Ouljien ; mais pour lui est également ouljien, vu son altitude, le niveau de 5 m à Strombes de l'Andalousie (Tyrrhénien vrai), d'où l'on peut conclure que, de toutes manières, la corrélation n'est pas satisfaisante. Une comparaison directe de l'Ouljien du Maroc avec les lignes de rivages méditerranéennes ne paraît pas susceptible, pour l'instant, d'être tentée sur des bases solides.

Antérieurement au Tyrrhénien à Strombes se sont déposés sur les côtes tunisiennes des dépôts marins à faune banale, de laquelle le Strombe est, bien entendu, absent. Ce sont des calcaires gréseux oolithiques. G. Castany, G. Lucas et Reyre [1954], P. Bellair [1955] et G. Castany [1955] ont étudié ces formations sur les côtes de l'île de Djerba et entre le cap Bon et la Tripolitaine. Ces formations se prolongent sous la mer actuelle et forment une large bordure littorale. La plage à Strombes recouvre ces formations qu'elle remanie ou entaille en falaises.

Algérie. En Algérie, il faut remarquer que les gisements à faune tyrrhénienne caractéristique sont à des altitudes inférieures à 15-20 m, altitude donnée (Lamothe) pour la « basse-plage » quaternaire, qui n'est pas dépourvue de dérangements tectoniques locaux : 2 à 10 m entre Arzew et Oran, moins de 5 m au cap Falcon [Dalloni, 1949]. A l'ancienne grotte des bains romains, environs d'Alger [Arambourg, 1931], la couche à Hippopotames et industries moustériennes est immédiatement superposée aux grès coquilliers du cordon littoral de 15-20 m.

Une ligne de rivage plus ancienne est connue en Algérie vers 30-35 m, mais contrairement à la précédente on n'y trouve pas le Strombe ni les autres espèces tyrrhéniennes, ce dont s'étonne Dalloni [1954, p. 157] qui voit là une lacune dans les connaissances, car il répute ce rivage comme

tyrrhénien vrai (en le faisant cependant correspondre au Mindel-Riss), et il rapporte au Grimaldien (comme remplaçant de Monastirien) la basse plage de 15 m. On ne sait pas bien si certains dépôts littoraux situés à des altitudes très faibles correspondent en Algérie à une dislocation du niveau de 15-20 m, ou s'ils témoignent d'un rivage tyrrhénien plus récent. Entre le cap Khrnis et Tipaza, Gigout [1957] reconnaît deux rivages, l'un à 30 m, l'autre à 5 m, et en l'absence de documents paléontologiques les rapporte respectivement, en raisonnant par analogie, au Tyrrhénien classique et à l'Ouljien.

Enfin, il faut noter que J. Morel et J. Hilly [1956], en étudiant les plages fossiles des côtes du Cap-de-Fer, ont trouvé, remaniés dans la plage tyrrhénienne, des témoins d'une plage plus ancienne. Si ces blocs remaniés ne sont pas l'équivalent des calcaires oolithiques de Djerba, nous aurions ici les témoins du Tyrrhénien II repris dans la plage du Tyrrhénien III.

C) MÉDITERRANÉE ORIENTALE. — Le niveau à Strombes existe en de nombreux endroits de Méditerranée orientale, notamment en Grèce, et dans diverses îles de la mer Égée, sur les côtes de l'Asie-Mineure, etc... Souvent très déformés par des mouvements orogéniques qui les ont portés à des hauteurs très diverses, ces niveaux encore assez mal connus, sont difficilement interprétables. Sur les côtes du Liban cependant, les dépôts marins sont bien connus après les nombreux travaux que leur ont consacré E. de Vau-mas [1946], L. Dubertret [1946], le P. Bergy [1932], J. Bourcart [1940], D. A. E. Garrod [1956] et le P. Fleish [1956].

Souvent, on peut trouver les relations qui existent entre les niveaux marins et les industries préhistoriques. De tous ces travaux, il est possible de tirer des considérations générales. Il existe sur les côtes libanaises des replats d'érosion situés à différentes hauteurs : 95 m, 55-60 m, 45 m, 35 m, 15 m, 6 m, 3-4 m. Tous ces replats d'érosion ne sont peut-être pas d'origine marine, car aucun dépôts marins ne caractérisent certains d'entre eux. Il y en a quatre par contre qui sont recouverts par des dépôts marins littoraux (conglomérats littoraux et grès coquilliers). Ce sont les niveaux de 45 m, 15 m, 6 m et 3-4 m.

La succession des faits observables est la suivante :

— *niveau de 45 m*, le plus ancien. Aucune espèce caractéristique ne semble y avoir été rencontrée. Ce niveau est surmonté par une grande dune fossile dont la présence est générale sur les côtes libanaises ;

— après un épisode régressif se place le *niveau de 15 m* caractérisé par la faune à Strombes. La plage de 15 m contient et est surmontée par des industries rattachées à l'Acheuléo-Jabroudien;

— *niveau de 6 m*. Il contient encore, en abondance *Strombus bubonius* LMK. C'est après le niveau de 6 m que se place la grande régression de la fin du Quaternaire. Ce niveau contient et est surmonté par du Moustérien, puis du Paléolithique supérieur, contenus dans la grande couche des sables rouges;

— enfin le *niveau de 3-4 m*, flandrien, aurait duré jusqu'à l'âge du fer. Ce dernier rivage contient une faune banale. Vers le S, sur les côtes d'Israël, le Flandrien serait porté à la hauteur de 6 à 7 m [Avnimelech, 1958].

III. Essai de synthèse terminologique et stratigraphique du Tyrrhénien 1. s.

Au cours de cette revue rapide des traces de rivages marins dans différentes régions de la Méditerranée, nous avons vu qu'une ligne de rivage au moins peut être définie avec un maximum de certitude : c'est celle qui contient la faune typique à Strombes. Nous avons vu aussi qu'elle est accompagnée, dans de très nombreux cas, de deux autres niveaux marins : l'un qui est plus ancien et est situé à une altitude plus grande, l'autre qui est plus récent et est situé au contraire en contrebas. Dans de nombreux cas aussi, les formations de ces plages alternent avec des dépôts continentaux marquant un retrait de la mer.

Issel avait, en 1914, proposé le terme de Tyrrhénien pour l'ensemble des couches à Strombes et le temps nécessaire à leur formation. Depuis on a pris l'habitude de désigner sous le nom de Tyrrhénien une époque plus étendue groupant les trois lignes principales de rivage que nous avons distinguées dans la partie précédente de cette note.

Les confusions successives des étages par suite d'une nomenclature divergente selon les auteurs, et les synonymies abusives, ont abouti à un véritable imbroglio ainsi que le dit Gigout [1957, p. 395]. Dans la majorité des cas on considère un T1 et un T2. Le plus souvent le T1 n'est pas le vrai Tyrrhénien et correspond à l'ex-Milazzien. C'est pourtant pour lui qu'on réserve le terme de Tyrrhénien, tandis que le T2 est à son tour différemment interprété, découpé, et que d'autres termes lui sont substitués, quelquefois même, ainsi que nous l'avons dit, en désaccord avec les intentions de leurs auteurs (Monastirien, Grimaldien, Normanien, Ouljien...).

Ceci nous amène à proposer pour supprimer

Nous retrouverions donc, si ce schéma est exact, les trois lignes tyrrhéniennes *lato sensu*, sur les côtes du Liban. La ligne de rivage de 45 m correspondrait au Tyrrhénien I à faune banale, les deux autres niveaux de 15 m et 6 m au Tyrrhénien II et III.

Pour Miss Garrod, les deux niveaux à Strombes seraient interglaciaires et dateraient du Riss-Würm, d'après les industries préhistoriques associées. Mais en fait rien ne vient confirmer cette opinion, et la présence probable d'un stade régressif entre ces deux niveaux (Fleish) permet au contraire de penser que seul le rivage de 15 m date du Riss-Würm, l'autre datant, comme le Tyrrhénien III de Méditerranée occidentale, du premier interstade würmien.

définitivement toute équivoque, que l'on appelle *Eutyrrhénien* le Tyrrhénien vrai à faune typique, en réservant les noms de *Paléotyrrhénien* et de *Néotyrrhénien* aux dépôts marins qui lui sont respectivement antérieurs (ex-Milazzien) et postérieurs (ex-Monastirien).

On voit tout de suite que c'est le critère stratigraphique et chronologique qui prime ici, et non pas de simples considérations d'altitude absolue. La corrélation avec les nomenclatures les plus souvent utilisées devient la suivante :

Tyrrhénien 1. s.	Néotyrrhénien . .		T 2 b	T 3	Monastirien
	Eutyrrhénien. . .	T 2	T 2 a	T 2	Tyrrhénien
	Paléotyrrhénien..	T 1	T 1	T 1	Milazzien

Du point de vue paléontologique, nous pouvons faire observer que si l'Eutyrrhénien est bien défini par sa faune tout à fait caractéristique, on peut néanmoins conserver pour les trois subdivisions le terme d'ensemble « Tyrrhénien », sans inconvénient, car il apparaît que le *Paléotyrrhénien* et le *Néotyrrhénien* sont les phases de début et d'achèvement de l'évolution d'une faune chaude atteignant son apogée à l'Eutyrrhénien. Les faunes « banales » de l'ancien T1, et même celles de Milazzo [Mars, 1956], montrent par rapport aux faunes siciliennes un adoucissement du climat. C'est la faune tyrrhéniennne qui apparaît sans doute plus ou moins complète selon les régions. Inversement, dans le Néotyrrhénien, la faune typique s'appauvrit, perd ses meilleures caractéristiques; mais pas partout avec autant de

netteté : les régions privilégiées de Méditerranée y conservent même le Strombe (Méditerranée orientale, Espagne méridionale).

L'Eutyrrhénien correspond de toute évidence à un niveau de la Méditerranée un peu plus élevé que l'actuel, dû aux influences glacio-eustatiques sur les variations de volume des eaux marines :

on est d'accord en général pour le placer pendant l'Interglaciaire Riss-Würm. Les variations que l'on constate dans l'altitude *actuelle* des témoins de ce rivage qui, à l'origine, devaient tous être au même niveau, résultent des déformations récentes (postérieure à la plage à Strombes) de l'écorce terrestre. L'altitude *locale*

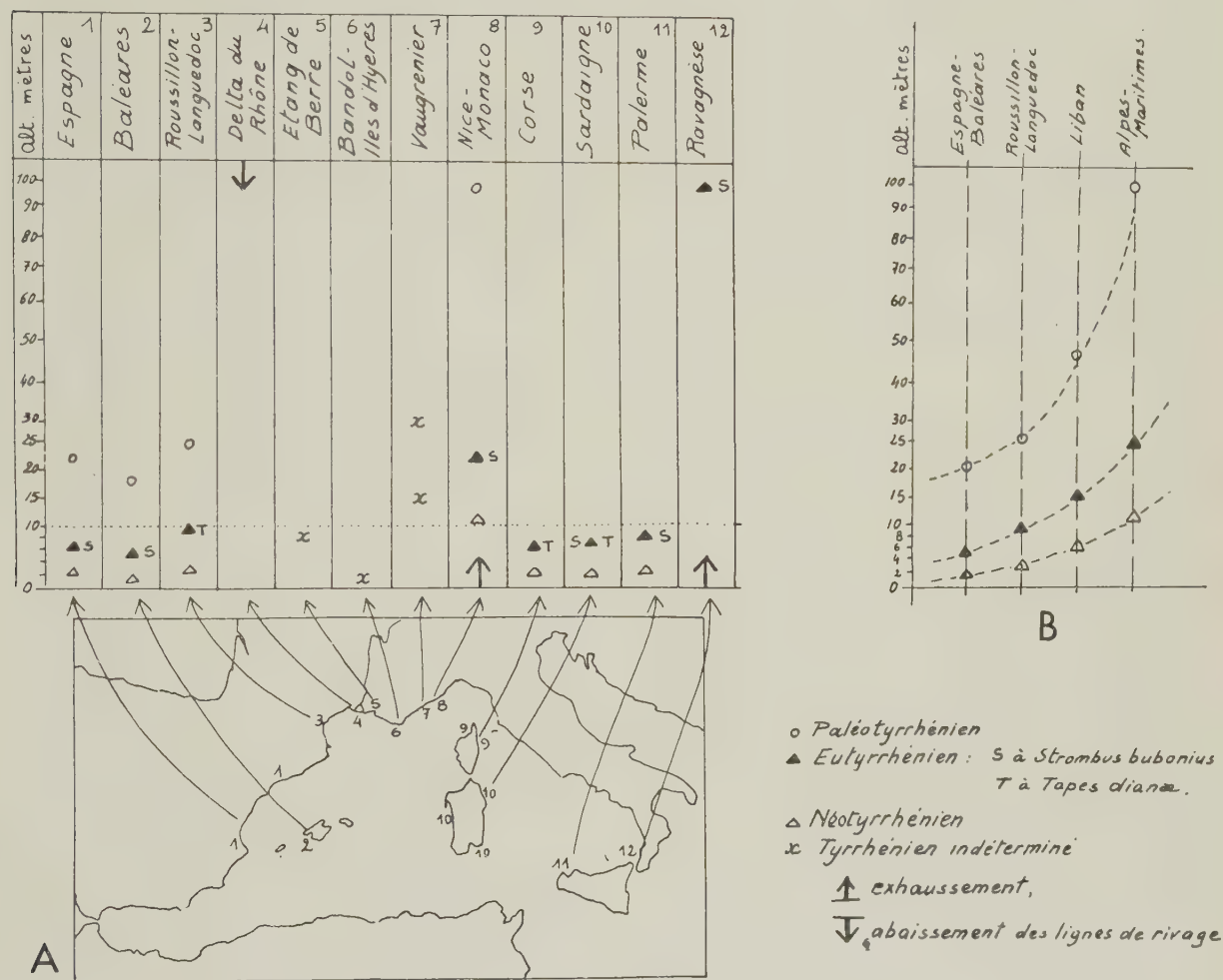


Fig. 1. — Tyrrhénien méditerranéen.

A : Position respective des lignes de rivages tyrrhéniennes en divers points de la Méditerranée occidentale.

B : Schéma interprétatif en fonction de l'intensité locale des phénomènes de surrection.

d'une plage eutyrrhénienne à Strombes ne peut donc être considérée pour définir le maximum transgressif correspondant. Il faudrait pour cela avoir des repères dans des régions stables n'ayant subi aucune influence orogénique depuis, ce qui est difficile. On doit toutefois remarquer que, dans la majorité des cas, le maximum eutyrrhé-

nien est à une altitude faible, entre 5 et 11 m. Nous sommes loin d'une ligne de rivage généralisée à 30-35 m comme l'avait définie Depéret dans la région des Alpes maritimes où, de plus, elle n'atteint cette altitude qu'en ajoutant aux séries marines des formations dunaires. Il faut aussi considérer que les Alpes maritimes sont cer-

tainement une région instable, encore en cours de surrection, mouvement compliqué par des accidents locaux, d'où une grande complexité dans le détail. On observe aussi que dans les régions qui ont subi une surrection, celle-ci n'est pas limitée à la période la plus récente du Quaternaire, mais qu'elle intéresse au contraire, le plus souvent, toute cette période. On comprend ainsi que l'écart entre les trois lignes de rivage tyrrhéniennes soit plus grand dans les régions où l'Eutyrrhénien lui-même est plus élevé (fig. 1 B). Quelquefois apparaît même une quatrième ligne, plus récente, datable du Flandrien. Enfin, certaines régions présentent des phénomènes plus complexes, telle la région du bas Rhône et les côtes de Provence occidentale où aucune trace du rivage paléotyrrhénien n'existe, sans doute par suite d'un affaissement antérieur au Riss-Würm.

Ces observations peuvent être résumées dans un tableau (fig. 1 A).

IV. Le Tyrrhénien dans l'ensemble du Quaternaire méditerranéen.

Il ne suffit pas de définir les trois étages tyrrhéniens tels que nous venons de les voir, mais il faut encore envisager les limites de ce grand ensemble dont la répartition, dans le temps, est assez vaste, et de passer une revue rapide du Quaternaire méditerranéen afin de mieux situer le sujet qui nous occupe.

1. LE QUATERNAIRE ANTÉTYRRHÉNIEN. — Nous n'aborderons pas ici en détail la question de la limite plio-pléistocène que, sur des considérations différentes, on a tantôt placé au début du Calabrien (Congrès intern. de Londres, 1948), tantôt au début du Sicilien. Cependant, si on voulait conserver aux étages tout leur sens, et assurer la continuité de la chronologie géologique depuis les origines jusqu'à nos jours, en prenant comme base de référence la chronologie des dépôts marins, liée aux régressions et aux transgressions de la mer, il serait logique de continuer à placer la coupure à la fin du cycle pliocène dans lequel le Calabrien trouve naturellement sa place; le Quaternaire débute alors avec le Sicilien, transgressif sur le Calabrien dans la plupart des cas, tel que l'ont défini Doderlein puis Gignoux. Le Villafranchien, faciès continental, pourrait alors être à cheval sur le Pliocène et le Quaternaire, ce qui n'est pas un gros handicap si l'on peut, comme l'a tout récemment proposé Bourdier, subdiviser ce Villafranchien et savoir distinguer ce qui revient à l'une et à l'autre de ces périodes [Bourdier, 1958].

L'apparition des éléments celtiques dans les faunes marines lusitaniennes s'est produite un peu avant le Calabrien. Aussi, si l'on étend vers la base le Calabrien, comme l'a proposé à juste titre Ruggieri [1953], on aboutirait à amputer énormément le Pliocène. Les faunes continentales villafranchiennes elles-mêmes apparaissent déjà dans le Pliocène en de nombreuses régions, et sans doute pas partout au même moment, ce qui ne simplifie pas le problème, et leur enlève une

grande partie de leur signification chronologique.

D'un autre côté, l'existence de la transgression sicilienne, en tant que mouvement eustatique de la mer (80-100 m d'après Depéret) n'est pas démontrée. Il semble bien au contraire, ainsi que l'ont souligné Ottmann [1957], puis Castany et Ottmann [1957], que le Calabrien et le Sicilien n'apparaissent que dans des régions tectoniquement instables, les gisements émergés correspondant à des dépôts profonds (type Ficarazzi), soulevés postérieurement à des cotes variables suivant les endroits. Cette hypothèse est intéressante, mais elle ne saurait expliquer le fait (ni y trouver une confirmation) qu'il existe des gisements immergés à faune « froide » qui seraient restés *in situ*. Ces gisements immergés (type Creus) sont beaucoup plus récents [Bourcart, 1947, 1955; Mars, Mathely et Paris, 1957].

Par conséquent s'il n'est pas prouvé qu'il y ait une transgression sicilienne, les dépôts datés du Sicilien uniquement en raison de leur altitude, et qui ne contiennent pas la faune sicilienne caractéristique, restent en réalité d'âge indéterminé. Lorsque, par contre, ils précèdent immédiatement l'Eutyrrhénien, comme c'est le cas dans les Alpes-Maritimes, ils correspondent alors au Paléotyrrhénien (ex-Milazzien ou T1).

2. LE QUATERNAIRE POST-TYRRHÉNIEN ET LA RÉGRESSION PRÉFLANDRIENNE. — Pour nous, le Tyrrhénien, comme tous les autres étages géologiques, doit se terminer avec un maximum régressif, qui est ici le maximum régressif correspondant à l'abaissement glacio-eustatique du maximum würmien. La classification des terrains continentaux succédant aux lignes de rivage tyrrhéniennes n'est pas de ce fait simplifiée, mais elle n'en est pas compliquée non plus. Il suffit de ne pas perdre de vue que les formations würmiennes qui commencent après la ligne de rivage eutyrrhénienne et se poursuivent jusqu'à la fin du Pléistocène, peuvent être en partie

tyrrhéniennes — période allant jusqu'au maximum régressif postérieur au Néotyrrhénien, et en partie flandriennes — du maximum précédent jusqu'à la limite supérieure du Pléistocène. Il n'y a donc qu'un problème de parallélisme entre la chronologie marine et celle des formations continentales, glaciaires ou autres, la mer donnant le cadre pouvant être universellement utilisé.

La grande régression préflandrienne correspond au maximum de stockage glaciaire würmien, qui n'est pas forcément contemporain du maximum de froid sur les continents ni dans les eaux marines, et a amené le niveau de la Méditerranée bien au-dessous du littoral actuel. Les estimations des géologues sont ici encore très divergentes et varient de — 25 m (Denizot) à — 200 ou plus (Bourcart). De toutes manières, la différence avec le niveau actuel doit être assez grande, et 100 m peuvent être un ordre de grandeur raisonnable.

Parmi les exemples les plus souvent cités, sinon les plus démonstratifs, de la régression préflandrienne, rappelons ceux de la Versilia, de l'Adriatique et des côtes de Provence.

— Sur le littoral de la Versilia, les couches marines littorales, à la base des dépôts flandriens, ont été trouvées vers — 90 m. Elles ne comptent que des espèces banales [A. C. Blanc, 1936].

— Dans la région maritime de Livourne, les traces du modelé subaérien s'observent jusqu'à — 80 à — 100 m dans la zone d'épandage des sédiments terrigènes correspondant à la zone littorale lors du maximum de la régression (A. Segre).

— Sur l'Adriatique, la couche bathymétrique de 100 m délimite une plate-forme submergée où l'on retrouve les anciens cours du Pô et de ses affluents [De Marchi, 1922].

— La topographie sous-marine du golfe d'Ombria [Segre, 1954] traduit quelques aspects des conditions locales au cours de la régression. La plate-forme continentale présente une morphologie de vallées sous-marines avec reliefs adoucis par la sédimentation terrigène. Ces vallées se terminent entre 75 et 80 m.

— Dans le golfe de Marseille, les graviers et sables du large paraissent aussi « contemporains de la dernière grande régression de la Méditerranée dont l'ampleur est discutée mais que l'on peut peut-être évaluer à une centaine de mètres » [Pérès et Picard, 1955]. Ces auteurs indiquent

que le matériel détritique récolté dans les zones les moins profondes des fonds détritiques côtiers, vers 80 m, montre quatre fractions : des petits galets fluviaux d'origine durancienne ; des restes d'une faune à tendance coralligène paraissant avoir vécu vers 40-55 m ; des restes, plus abondants et en meilleur état, de subfossiles d'une faune telle que l'on en rencontre actuellement dans les sédiments détritiques ; les coquilles mortes correspondant à la faune actuelle.

— Dans la presqu'île de Giens, J.-J. Blanc [1956 b] sur des renseignements communiqués par Cl. Gouvernet, indique 45 à 55 m de sédiments flandriens surmontant un éboulis de piémont post-tyrrhénien à — 58 m ; ce dépôt se présente sous forme de faciès littoraux et lagunaires. La puissance de ce Flandrien et le surcreusement du Gapeau ne s'expliquent, dit J.-J. Blanc, que si on admet une importante phase de régression inférieure à 70 m (ou, ajoutait-il, un affaissement du littoral lié à la flexure continentale).

— Non loin de là, à l'E des îles d'Hyères, le banc du Magaud, étudié par Gautier et Picard [1957], forme un plateau aplani entre 80 et 110 m, avec de rares pointements rocheux, tel celui qui culmine à — 74 m, comme s'il s'agissait d'une plate-forme abrasée par une mer vers — 80-90 m, parsemée de quelques écueils. La transgression flandrienne, qui a pu connaître des stades d'arrêt, a dû entraîner une remontée concomitante des biotopes et des biocénoses en continu état de transformation. La thanatocénose de coralligène appauvrie, vers 45-50 m, peut être un témoin de ce phénomène [Mars, 1958].

— Enfin, le gisement classique du cap Creus, à faune autrefois considérée comme sicilienne a été de nouveau étudié plus récemment [Mars, Mathely et Paris, 1957]. La faune extrêmement abondante a été étudiée par P. Mars [1958] qui la considère comme récente, würmienne, confirmant en cela l'opinion de J. Bourcart qui en avait émis l'hypothèse dès 1947. Cette faune à affinités celtiques (et non arctiques) est liée à un niveau régressif d'environ 80 m.

Tous ces indices peuvent donc nous donner une idée de l'ampleur du mouvement régressif à la fin du Quaternaire. L'arrivée des faunes celtiques en certains points de la Méditerranée occidentale clôt définitivement l'expansion des faunes tyrrhéniennes.

Conclusions sur le Tyrrhénien méditerranéen.

Nous avons donc montré l'existence réelle de trois lignes de rivages entrant dans l'ensemble

tyrrhénien, et proposé une nouvelle nomenclature pour désigner ces trois littoraux quater-

naires. Les termes proposés — Paléotyrhénien, Eutyrrhénien et Néotyrhénien — ont chacun une signification paléontologique définie, et une place précise dans la chronologie du Quaternaire. L'emploi de ces termes, chaque fois qu'une datation d'un niveau marin est possible, aura de grands avantages sur les anciennes dénominations de Milazzien et Monastirien, ces types ayant été très mal choisis, et sur l'usage actuel de désigner par T1, T2 et T3 les niveaux de la Méditerranée, ces numéros ne désignant le plus souvent qu'un ordre relatif dont l'équivalence chronologique est variable suivant les régions et les auteurs.

Les équivalences entre la chronologie marine méditerranéenne et la chronologie glaciaire dans les Alpes présentent à l'heure actuelle encore bien des imprécisions. L'Eutyrrhénien date très pro-

bablement de l'Interglaciaire Riss-Würm. Le Néotyrhénien paraît correspondre à une remontée du niveau marin pendant le premier interstade würmien, après une brève phase régressive dont il est difficile de définir les limites exactes, et avant la grande régression préflandrienne. Le Paléotyrhénien, par contre, paraît dater d'une phase plus ancienne, être le témoin d'un haut niveau de la mer pendant le grand Interglaciaire du Mindel-Riss. Il est probable que l'abaissement du niveau marin pendant la glaciation rissienne n'a pas été uniforme, et que les phases interstadiennes rissiennes ont provoqué des arrêts ou même de légers mouvements positifs de la mer; mais la brièveté de ceux-ci, bien que comparable à celle du Néotyrhénien, les rend indécélables à cause de leur ancienneté (tabl. 1).

VARIATIONS DU NIVEAU MARIN	ÉTAGES GÉOLOGIQUES		ALTITUDE ACTUELLE en mètres	NIVEAU RÉEL en mètres	DÉPÔTS ET FAUNE MARINS	INDUSTRIES PRÉHISTORIQUES EN EUROPE OCCIDENTALE	CHRONOLOGIE GLACIAIRE
Rivages actuels	FLANDRIEN	Fl. supérieur	0	0	Faune actuelle Remblaiements récents		
Maximum transgressif post-glaciaire		Fl. moyen	0-4	+ 1	Cordons littoraux du delta du Rhône	Age des métaux Néolithique	Postglaciaire
Transgression flandrienne		Fl. inférieur			Remblaiement flandrien	Mésolithique	
Maximum régressif	TYRRHÉNEN			— 80 à — 100	Gisements submergés à f. froides boréo-celtiques	Paléolithique supérieur	Würm IV
Régression pré-flandrienne							Würm III
Transgression		Néotyrrhénien	0-15	2-3	Gisements à faune sénégaliennne appauvrie	Moustérien	Würm II
Régression intra-tyrrhénienne				?		Micoquien	Interstade Würm I. - W.II
Transgression		Eutyrrhénien	0-30	6-10	Gisement à f. sénégaliennne <i>Strombus bubonius</i>	Acheuléen sup.	Würm I
Régression							
Transgression		Paléotyrrhénien	20-100	— 100 ? 20-25 ?	Gisements à faune banale	Acheuléen moyen	Interglaciaire Riss-Würm
Régression post-sicilienne avec peut-être stades dégrecsifs néo-siciliens							Riss
Transgression ?							Interglaciaire Mindel-Riss
Régression							Glaciations du Quaternaire ancien (Gunz, Mindel)
Transgression		Sicilien					
Transgression		Calabrien					Fin du Pliocène

TABLEAU 1.

Bibliographie.

- ARAMBOURG C. (1931). — Observations sur une grotte à ossements des environs d'Alger. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, t. XXII, p. 169-176.
- AVNIMELECH M. (1958). — Les rivages et les sédiments flandriens d'Israël. *Comm. XVI^e Ass. plénière Comm. intern. Expl. sc. Méditer.*, Monaco, oct. 1958.
- BELLAIR P. (1954). — Contribution à l'étude des formations quaternaires de la bordure méridionale du golfe de Gabès. *Bull. Soc. Sc. nat. Tunisie*, t. VII, p. 145-162.
- BERGY P. A. (1932). — Le Paléolithique ancien stratifié à Ras-Beyrouth. *Mélanges Univ. St-Joseph, Beyrouth (Liban)*, t. XVI, p. 169-217.
- BLANC A.-C. (1935). — Le dune fossili di Castiglioncello e la regressione marina post-tyrrheniana. *Riv. geogr. Ital.*
- (1936). — La stratigraphie de la plaine côtière de la Basse-Versilia et la transgression flandrienne en Méditerranée. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, t. IX, n° 2, p. 129-162.
- (1953 a). — Excursion à Bagni di Casciani, Volterra, Castiglioncello (plage tyrrhénienne et dunes fossiles de la Bucca dei Corvi, Castiglioncello). *IV^e Congr. intern. Quaternaire (INQUA)*, Rome-Pise. Livret-guide.
- (1953 b). — Note sur le Quaternaire marin des Pouilles. Excursion des Abruzzes, Pouilles, Salerno. *Ibid.*, p. 19-30.
- BLANC A.-C., SEGRE A. G. et TONGIORGI E. (1953). — Excursion au Mont Circée. *Ibid.*
- BLANC J.-J. (1955). — Sédimentation à la grotte du Prince (Grimaldi). *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco*, n° 2, p. 125-148.
- (1956 a). — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine. *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, t. XVI, p. 25-32.
- (1956 b). — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. Thèse, Paris.
- BLANC J.-J. et BONIFAY E. (1953). — Les terrains quaternaires littoraux des côtes de Provence occidentale. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 847-863.
- (1957). — Observations sur le Quaternaire des îles d'Hyères. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco*, n° 4, p. 123-150.
- BONIFAY E. (1952 a). — Une plage fossile dans la baie de Sanary (Var). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 14-16.
- (1952 b). — Plages fossiles et dunes consolidées des côtes de Provence occidentale. *Ibid.*, p. 176-178.
- BONIFAY E., IAWORSKY G. et MARS P. (1958 a). — Nouvelles coupes dans les terrains quaternaires de Monaco et ses environs. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco*, n° 5, p. 85-118.
- (1958 b). — Le niveau quaternaire marin de 95 m dans la région de Monaco. *C. R. Ac. Sc.*, t. 246, p. 3359-3361.
- BOULE M. (1906). — Les grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé). T. I, fasc. 2 : Géologie et Paléontologie.
- BOURCART J. (1938). — La marge continentale : essai sur les régressions et les transgressions marines. *B. S. G. F.*, (5), VI, p. 393-474.
- (1940). — Recherches stratigraphiques sur le Pliocène et le Quaternaire du Levant. *Ibid.*, (5), X, p. 207-230.
- (1947). — Sur les rechs, sillons sous-marins du plateau continental des Albères (Pyr.-Or.). *C. R. Ac. Sc.*, t. 224, p. 1175-1177.
- (1952). — Le Quaternaire marin de Nice à Menton. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 169.
- (1953). — Excursion de la frontière italienne à Antibes. *IV^e Congr. intern. Quaternaire*, Rome-Pise, Livret-guide.
- (1955). — Recherches sur le plateau continental de la région de Banyuls-sur-Mer. *Vie et Milieu*, t. VI, p. 435-524.
- BOURCART J. et OTTMANN F. (1952). — Le Quaternaire marin entre les Maures et le Loup. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 168.
- (1954). — Pliocène et Quaternaire des feuilles de Nice et d'Antibes au 50 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LII, n° 241, p. 321-329.
- BOURDIER F. (1958). — Le bassin du Rhône au Quaternaire : Géologie et Préhistoire. Thèse, Paris.
- CASTANY G. (1955). — Données nouvelles sur la stratigraphie du Quaternaire de Djerba. *Bull. Soc. Sc. nat. Tunisie*, t. VIII, p. 135-144.
- CASTANY G., GOBERT E.-G. et HARSON L. (1956). — Le Quaternaire marin de Monastir. *Ann. Mines et Géol. Tunis*, n° 19.

- CASTANY G., LUCAS G. et REYRE E. (1954). — Le Quaternaire marin de Djerba, ses calcaires oolithiques. *Bull. Soc. Sc. nat. Tunisie*, t. VII, p. 93-106.
- CASTANY G. et OTTMANN F. (1957). — Le Quaternaire marin de la Méditerranée occidentale. *Rev. Géogr. phys., Géol. dynam.*, (2), t. I, p. 46-55.
- CAZIOT E. et MAURY E. (1904). — Nouveaux gisements de Pléistocène marin de la côte des Alpes-Maritimes et géologie du cap d'Aggio. *B. S. G. F.*, (4), IV, p. 420-431.
- (1907). — Nouveaux gisements pliocènes et post-pliocènes marins et complément des faunes déjà publiées des gîtes marins de ces étages sur la côte des Alpes-Maritimes. *Ibid.*, (4), VII, p. 72-79.
- COLLOT L. (1882). — Histoire quaternaire et moderne de l'étang de Berre. *Ibid.*, (3), X, p. 333.
- CUERDA BARCELO J. (1957). — Fauna marina del tirreniense de la Bahía de Palma (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. nat. Baleares*, vol. III, p. 3-76.
- DALLONI M. (1949). — Observations sur la basse plage marine quaternaire et les formations continentales récentes à l'Ouest d'Alger. *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique Nord*, t. XL, p. 10-26.
- (1954). — Sur quelques problèmes du Quaternaire méditerranéen. *Ibid.*, t. XLV, p. 134-169.
- DANGEARD L. (1936). — Sur la définition d'un étage Normannien. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 164.
- DE MARCHI L. (1922). — Variazioni del livello dell'Adriatico in corrispondenza colle espansioni glaciali. *Atti Ac. Sc. Veneto-Istrianica*, vol. XII (3).
- DENIZOT G. (1923). — Contribution à l'étude du Quaternaire de France. *B. S. G., F.*, (4), XXIII, p. 384-430.
- (1935). — Observations sur le Quaternaire moyen de la Méditerranée occidentale et la signification du terme « Monastirien ». *Ibid.*, (5), V, p. 569.
- (1938). — La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Aix-Marseille*, t. II, p. 1-159.
- (1947). — A propos des terrasses « sicilienne » et « milazzienne ». *C. R. somm. S. G. F.*, p. 136.
- (1951). — Les anciens rivages de la Méditerranée française. *Bull. Inst. océan. Monaco*, n° 992.
- DEPÉRET Ch. (1906). — Les anciennes lignes de rivage en Méditerranée. *B. S. G. F.*, (4), VI, p. 207-230.
- (1907). — Feuille Perpignan de la Carte géologique de France au 80 000^e. Paris, Serv. Carte géol. France.
- DEPÉRET Ch. et CAZIOT E. (1903). — Note sur les gisements pliocènes et quaternaires marins des environs de Nice. *B. S. G. F.*, (4), III, p. 321-347.
- DODERLEIN P. (1870-1872). — Note illustr. della carta geol. del Modenese e del Reggiano. *Mem. Ac. Sc. Modena*.
- DUBOIS G. (1924). — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. VIII.
- DUBERTRET L. (1946). — Sur le Quaternaire côtier libanais et les oscillations du niveau de la mer quaternaire. *C. R. Ac. Sc.*, t. 223, p. 431-432.
- FLAMAND G. (1906-1910). — Sur la grotte du Prince, observations à la communication sur les brèches osseuses, etc... ; réponse aux remarques de M. Boule, etc... *B. S. G. F.*, (4), VI (1906), p. 537 ; VII (1907), p. 7 ; X (1910), p. 669.
- FLEISH H. (1956). — Dépôts préhistoriques de la côte libanaise et leur place dans la chronologie basée sur le Quaternaire marin. *Quaternaria*, vol. III, p. 101-131.
- GARROD D. A. E. (1956). — Acheuléo-Jabroudien et pré-Aurignacien de la grotte du Taboun (Mont-Carmel). Étude stratigraphique et chronologique. *Ibid.*, vol. III, p. 39-60.
- GAUTIER Y. et PICARD J. (1957). — Bionomie du banc du Magaud. (Est des îles d'Hyères). *Rec. Trav. Station mar. Endoume*, fasc. 21.
- GIGNOUX M. (1913). — Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Ann. Univ. Lyon*.
- (1917). — Les formations quaternaires de la région de Biot. *Ann. Univ. Grenoble*, t. XXIX.
- GIGOUT M. (1949). — Définition d'un étage Ouljien. *C. R. Ac. Sc.*, t. 229, p. 551.
- (1954). — Contribution à l'étude du Quaternaire de la région de Ténès et de Cherchell (Algérie). *B. S. G. F.*, (6), IV, p. 89-95.
- (1957). — L'Ouljien dans le cadre du Tyrrhénien. *Ibid.*, (6), VII, p. 385-400.
- GIGOUT M., SOLE SABARIS L. et SOLE N. (1955). — Sur le Quaternaire méditerranéen

- d'Andalousie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 177.
- GOBERT E. et HARSON L. (1953). — Les dépôts littoraux de Monastir (Tunisie) et leurs divers faciès. *IV^e Congr. intern. Quaternaire*, Rome-Pise.
- ISSEL A. (1914). — Lembi fossiliferi quaternari e recenti nella Sardegna meridionale. *R.-C. Ac. Lincei*, 5^e sér., vol. XXIII, p. 759-770.
- LIPPARINI T., MALATESTA E., NICOSIA M. L. et VALDINUCCI A. (1955). — Pliocene et Quaternario del capo Milazzo in Sicilia. *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. LXXII, p. 1-26.
- LUTAUD L. (1924). — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Rev. Géogr.*, t. XII.
- MARS P. (1949). — Quelques aspects de l'évolution de l'étang de Berre. *Bull. Soc. linn. Provence*, t. XVI, p. 8-16.
- (1956). — Faunes malacologiques du Pliocène et du Quaternaire de Milazzo (Sicile). *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, t. XVI, p. 33-51.
- (1957). — Le faune malacologique fredde del Mediterraneo; il giacimento del Capo Creus. *Res. Comm. V^o Congr. intern. Quaternaire*, Barcelone, p. 120.
- (1958). — Les faunes malacologiques « froides » de la Méditerranée; le gisement du cap Creus. *Vie et Milieu*.
- MARS P., MATHELY J. et PARIS J. (1957). — Remarques sur le gisement quaternaire sous-marin du cap Creus. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 1940.
- MARS P. et OTTMANN F. (1953). — Sur quelques gisements de Quaternaire marin du Bas-Languedoc. *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, t. XV, p. 133-139.
- MARS P. et PICARD J. (1958). — Note sur les gisements sous-marins à faune celtique en Méditerranée. *Comm. XVI^e Ass. pl. Com. intern. Explor. sc. Médit.*, Monaco.
- MAURY E. (1916). — Observations nouvelles sur le Pliocène et le Quaternaire des Alpes-Maritimes. *B. S. G. F.*, (4), XVI, p. 90.
- MAURY E. et CAZIOT E. (1905). — Étude géologique de la presqu'île de Saint-Jean (Alpes-Maritimes). *Ibid.*, (4), V, p. 581-592.
- MOREL J. et HILLY J. (1956). — Nouvelles observations sur les formations quaternaires dans le département de Bône et particulièrement dans le massif du Cap-de-Fer et de l'Edough. *Quaternaria*, vol. III, p. 179.
- MUNTANER DARDER A. (1957). — Les formaciones cuaternarias de la Bahia de Palma (Mallorca). *Bol. Soc. hist. nat. Baleares*, vol. III, p. 77-118.
- OTTMANN F. (1953). — Les formations plio-quaternaires de la région d'Antibes. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 67-84.
- (1954 a). — Le Quaternaire marin du cap Corse. *Ibid.*, (6), IV, p. 565-570.
- (1954 b). — Le Quaternaire marin dans la région de Quercianella Rosignano (Toscane). *Atti Soc. toscana Sc. nat.*, vol. XLI (suppl.).
- (1958). — Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXVII, n^o 84.
- OTTMANN F. et PICARD J. (1954). — Contribution à l'étude du Quaternaire des régions de Palerme et de Milazzo (Sicile). *B. S. G. F.*, (6), IV, p. 395-407.
- PAULUS M. (1941). — Les grès coquilliers de Carnon, Palavas, Maguelonne et ceux du Grau-du-Roi, Saintes-Maries et Fos-sur-Mer. *Bull. Soc. Sc. nat. Vaucluse*, n^{os} 2-3.
- PECORINI G. (1954). — Le dune fossili e i paleosuoli del territorio di Alghero (Sardegna). *R. C. Ac. Lincei*, (8), vol. XVI, p. 6.
- PÉRÈS J. M. et PICARD J. (1955). — Biotopes et biocénoses de la Méditerranée occidentale comparés à ceux de la Manche et de l'Atlantique nord-oriental. *Arch. Zool. exp. gén.*, t. 92, p. 1-72.
- PFANNENSTIEL M. (1956). — Die eiszeitlichen Schwankungen des Mittelmeerspiegels in Raume des Nildelta. *Actes IV^e Congr. intern. Quaternaire*, Rome-Pise, p. 529.
- PRUVOT G. et ROBERT A. (1897). — Sur un gisement sous-marin de coquilles anciennes au voisinage du cap de Creus. *Arch. Zool. expér. et gén.*, (3), t. V.
- RISSE A. (1813). — Observations géologiques sur la presqu'île de Saint-Hospice aux environs de Nice. *Journ. Mines*, n^o 200.
- (1826). — Alpes-Maritimes. In Histoire naturelle des principales productions de l'Europe méridionale..., t. 1, art. 5, p. 143-186.
- RIVIÈRE A. (1954). — Présence de galets à l'altitude de 200 m dans la région des Isambres (Var). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 182.
- RIVIÈRE A. et VERNHET S. (1956). — Contribution à l'étude des formations quater-

- naires du Bas-Languedoc. *B. S. G. F.*, (6), VI, p. 1001-1019.
- RUGGIERI C. (1953). — Iconografia degli ostracodi marini del Pliocene e del Pleistocene italiani. *Atti Soc. ital. Sc. nat.*, vol. XCII.
- SEGRE A. G. (1954). — Il Tirreniano del golfo di Terranova Pausania (Olbia) et la sua fauna malacologica. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. LXXVI, p. 43-84.
- (1955). — Nota sulla idrografia continentale e marina. *Note ill. Carta geol. Italia*, f° 111 (Livorno), p. 20.
- SOLE N. et PORTA J. DE (1955). — Les formations tirreniennes del Cabo de Salou. *Mem. com. Inst. geol. prov. Barcelona*, vol. XIII, p. 5-36.
- SOLE-SABARIS L. (1958). — Succession des faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditerranéennes d'Espagne et aux Baléares. *Colloque Sédim. et Géol. marine*, Villefranche.
- THORAL M. (1946). — Quaternaire de Monaco. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 29.
- VAUMAS E. DE (1946). — Sur les terrasses d'abrasion marine du littoral libanais et leurs déformations. *C. R. Ac. Sc.*, t. 223, p. 160.
-

Quaternaire et Pliocène du Gulp (Gironde)

par Marie-Madeleine PAQUEREAU et Marc SCHOELLER¹.

Sommaire. — Profitant de l'exécution de quelques forages, on a repris la stratigraphie de la région du Gulp. Sous l'argile du Gulp se trouvent des alluvions épaisses. Les analyses polliniques indiquent un âge pléistocène ancien pour la couche à *Elephas meridionalis* et un âge pliocène pour l'argile du Gulp et les alluvions anciennes.

Le Gulp est devenu (en 1875) une station classique depuis la découverte d'une dent d'*Elephas meridionalis* dans les argiles qui en bordent la plage. Des forages récents ont permis à l'un de nous (M. S.) de reprendre la stratigraphie de la région.

Rappelons qu'il y a une vingtaine d'années, Fabre² avait donné la coupe suivante de haut en bas de la falaise :

Dune moderne : sable éolien, 1 m
sol ancien (foyers néolithiques).

Alluvions : sable graveleux, argileux, de 1 à 5 m
banc tourbeux.

Argile du Gulp : argile bleue, de 1 à 4 m.

C'est au sommet de l'argile qu'avait été trouvée la dent d'*Elephas meridionalis* qui serait, selon certains auteurs, du « Forest Bed », donc du Cromer. L'argile du Gulp pourrait être ainsi du Saint-Prestien. Fabre signalait d'autre part une couche de 1 à 1,50 m d'alluvions sous-jacents.

Stratigraphie des forages.

Tout récemment, plusieurs forages ont été exécutés pour des recherches d'eau à quelques centaines de mètres du rivage.

L'étude des coupes nous a permis des observations intéressantes portant sur une vingtaine de mètres. Voici les plus caractéristiques de quatre forages :

FORAGE N° 1 DE LA ZONE 1

Dunes. 0 — 2,00 m : sable éolien, jaune.
2,00 — 2,20 m : sable humifère, noir.
2,20 — 4,00 m : sable éolien, blanc.
4,00 — 5,50 m : sable éolien humifère, noir.
Alluvions. 5,50 — 8,60 m : sable fin gris, de plus en plus clair vers le bas, plus ou moins hétérométrique, avec de petits grains blancs.
Argile du Gulp. 8,60 — 10,00 m : argile brune à gravier.
10,00 — 11,00 m : argile bleue.
Alluvions. 11,00 — 12,15 m : sable fauve à grains très fins, micacé.
12,15 — 13,20 m : sable grossier, avec de gros graviers, des galets de diamètre moyen de 60 mm.
13,20 — 14,00 m : sable gris, à grains moyens.
14,00 — 16,70 m : sable blanc.
16,70 — 20,00 m : argile bleue ou noire.

20,00 — 20,50 m : sable grossier, très hétérométrique, un peu argileux.

FORAGE N° 2 DE LA ZONE 1

Dunes. 0 — 3,30 m : sable éolien, jaune.
3,30 — 6,60 m : sable blanc, éolien.
Alluvions. 6,60 — 8,00 m : sable noir gris à grains arrondis, hétérométrique.
Argile du Gulp. 8,00 — 9,14 m : argile verte à lignite ; petits graviers.
Alluvions. 9,14 — 10,00 m : sable un peu argileux, avec gros graviers et galets.
10,00 — 13,30 m : argile verte à lignite.
13,30 — 14,08 m : sable très argileux, très grossier à gravier.
14,08 — 15,90 m : sable fin gris argileux.
15,90 — 17,20 m : argile gris verdâtre.
17,20 — 18,40 m : sable argileux à gros grains et petit gravier.
18,40 — 19,20 m : argile sableuse jaune avec débris calcaires.
19,20 — 20,40 m : sable argileux fin.

1. Note présentée à la séance du 16 février 1959.

2. FABRE A. (1939) : Les terrains de revêtement du Médoc. 1 vol., 346 p., Bordeaux.

FORAGE N° 3 DE LA ZONE 3

Dunes. 0 — 2,5 m : sable blanc, éolien.

Alluvions. 2,50 — 6,00 m : sable gris fin, un peu hétérométrique.

6,00 — 7,80 : sable argileux gris clair, à grain fin un peu micacé.

Argile du Gulp. 7,80 — 8,82 m : sable bleu, très argileux, plus grossier, très hétérométrique.

Alluvions. 8,82 — 9,50 m : sable grossier, à gravier de diamètre moyen de 5 à 6 mm.

9,50 — 13,54 m : sable grossier, très hétérométrique, gris.

13,54 — 14,70 m : sable grossier, à graviers blancs.

14,70 — 15,80 m : argile noire avec un peu de lignite.

15,80 — 17,40 m : argile gris-bleue.

17,40 — 17,93 m : sable limoneux jaune.

FORAGE N° 4 DE LA ZONE 2

Dunes. 0 — 0,37 m : sable dunaire.

Alluvions. 0,37 — 4,44 m : sable à lignite.

4,44 — 4,70 m : sable noir.

4,70 — 5,75 m : sable noir, plus fin.

5,75 — 8,44 m : sable gris.

Argile du Gulp. 8,44 — 9,30 m : argile bleue.

9,30 — 10,15 m : argile rouge.

Alluvions. 10,15 — 10,50 m : sable gris.

10,50 — 11,90 m : sable gros, noir.

Les coupes des forages ont donc traversé :

I) une formation dunaire,

2) les alluvions que Fabre assimile à la nappe alluviale externe,

3) les argiles du Gulp,

4) de nouveau des alluvions qui peuvent atteindre parfois une épaisseur de 10 m.

Il est intéressant de noter dans les alluvions, sous l'argile du Gulp, la présence de gros galets de 5 à 6 cm de diamètre. Fabre, lui, n'avait pu constater qu'une couche de 1 à 1,50 m. De plus, l'analogie de ces alluvions avec celles des terrasses de la région bordelaise est frappante : leur situation sous les argiles du Gulp les font appartenir à un Pliocène assez ancien ; c'est, à notre connaissance, la première fois que l'on rencontre une telle formation dans la région.

Une confirmation de cette hypothèse est donnée par les analyses polliniques faites par l'un de nous (M. P.) et qui précisent les conclusions précédentes.

Nous ajouterons que le long de la falaise du Gulp, le sommet des alluvions quaternaires situé sous les sables éoliens présente un sol fossile qui n'est autre qu'un podzol avec son horizon gris cendré très net et sa zone inférieure d'accumulation d'hydroxyde de fer. Ce podzol est antérieur au Néolithique, car c'est au-dessus de lui que se trouve l'outillage.

Analyses palynologiques.

COUCHE LIGNITO-TOURBEUSE SITUÉE DIRECTEMENT AU-DESSUS DE L'ARGILE DU GULP. — Cette couche présente une épaisseur de 60 cm à 1 m. Le sédiment brut présente dans sa partie inférieure et moyenne (0 à 50 cm environ) un aspect très charbonneux, compact et parfois légèrement feuilleté, très riche en débris de bois, racines, écorces et graines.

Dans sa partie supérieure (50 cm à 1 m) il devient moins compact, nettement sableux vers le sommet ; les restes végétaux macroscopiques cités plus haut se raréfient peu à peu.

L'analyse sporo-pollinique a permis de déterminer les espèces suivantes :

— Essences forestières et arbustives : *Alnus glutinosa*, *Pinus silvestris*, *Quercus pedunculata*, *Betula alba*, *Fagus sylvatica*, *Salix* sp., *Corylus avellana*, *Hedera helix*, *Ilex aquifolium*.

— Plantes herbacées : *Ranunculus* sp., *Sagittaria sagittifolia*, *Caltha palustris*, *Potamogeton natans*, *Alisma plantago*, *Scirpus* sp., *Carex dioica*, *Phragmites communis*, *Juncus* sp., *Nuphar luteum*, *Polygonum amphibium*, *Atriplex hastata*, *Rubus fruticosus*, *Potentilla silvestris*, *Spinaea ulmaria*.

— Cryptogames vasculaires : *Osmunda regalis*, *Polypodium vulgare*, *Equisetum maximum*, *Nephrodium filix-mas*, *Athyrium filix-foemina*.

Le pourcentage des pollens forestiers aux différents niveaux est le suivant :

Niveaux	0 — 25 m	25 — 50 m	50 — 75 m
<i>Quercus</i>	30 %	22 %	10 %
<i>Alnus</i>	15	18	22
<i>Fagus</i>	10	12	15
<i>Pinus</i>	40	45	50
<i>Betula</i>	5	3	3
<i>Corylus</i>	% calculés à part		

Les pourcentages des espèces forestières montrent qu'il n'y a pas de modifications importantes de la flore au cours du dépôt.

Ce qu'il faut remarquer c'est la variation du nombre des essences forestières par rapport aux plantes arbustives et herbacées.

Le pourcentage des différentes essences suivant les niveaux (les Cryptogames vasculaires sont comptés par rapport à la flore totale Phanérogames plus Cryptogames) est de :

Niveaux	0 — 25 m	25 — 50 m	50 — 75 m
P. forestiers....	77 %	51 %	45 %
P. non forestiers.	23	49	55
Crypt. vasc.....	60	49	37

De bas en haut de la couche, les pollens forestiers deviennent de plus en plus rares, alors que les essences arbustives et les plantes herbacées deviennent dominantes. Parmi ces dernières, les pollens d'Éricacées (*Calluna* en particulier) apparaissent dans le niveau moyen et augmentent rapidement dans le niveau supérieur.

Les Cryptogames vasculaires restent présents dans tous les niveaux. Cependant ils sont particulièrement abondants dans le niveau inférieur, et représentés par des espèces adaptées aux sous-bois humides.

Les constatations précédentes semblent correspondre à une variation des conditions locales au cours du dépôt.

À la forêt à Chêne dominant succède peu à peu un ensemble à Aulne et surtout Pin dominant. Ceci peut traduire un refroidissement du climat, en même temps qu'un certain assèchement du sol traduit à la fois par la raréfaction des espèces herbacées hygrophiles et des Cryptogames vasculaires et par le développement parallèle des pollens d'Éricacées (*Erica* et *Calluna*).

L'ensemble de la flore représente un climat tempéré un peu plus froid que l'actuel pour cette région. Il s'agit certainement d'une flore pré-glaciaire, datant du début du Pléistocène.

Peut-être la concordance des espèces trouvées avec celles reconnues dans les couches du « Forest-bed de Cromer » permet-elle l'hypothèse d'une contemporanéité. C'est dans cette couche qu'a été trouvé un fragment de maxillaire d'*Elephas*. D'après Depéret et Mayet, cet *Elephas* n'est pas pliocène, mais appartient à l'horizon « Forest-bed de Cromer » = *Elephas meridionalis* var. *cromerensis*. On peut trouver dans ce fait un argument de plus en faveur de l'attribution de cette couche à un Pléistocène très ancien.

ARGILE DU GURP. — Les échantillons de ce sédiment proviennent de trois sondages :

n° 1 : deux échantillons correspondant respectivement aux niveaux 8,60-10 m et 10-11 m ;

n° 2 : un seul échantillon : niveau 8-9,14 m ;

n° 4 : trois échantillons correspondant chacun aux niveaux 8,44-8,80 m ; 8,80-9,30 m ; 9,30-10,15 m.

Les espèces rencontrées dans l'ensemble des échantillons sont :

— Essences forestières et arbustives : *Pinus*, *Quercus pedunculata*, *Betula alba*, *Alnus glutinosa*, *Fagus sylvaticus*, *Taxodium distichum*, *Sequoia sempervirens*, *Pinus* type *haploxydon*, *Carya*, *Prunus spinosa*, *Ilex aquifolium*, *Vitis vinifera*.

— Plantes herbacées : *Trapa natans*, *Carex riparia*, *Nuphar luteum*, *Phragmites* sp.

— Cryptogames vasculaires : *Osmunda regalis*, *Pteris cretica*, *Asplenium adiantum-nigrum*, *Salvinia natans*.

Niveaux	SONDAGE 1		SONDAGE 2	SONDAGE 4		
	8,6 — 10 m	10 — 11 m	8 — 9,14 m	8,4 — 8,8 m	8,8 — 9,3 m	9,3 — 10,15 m
<i>Pinus</i>	55 %	37 %	52 %	60 %	55 %	40 %
<i>Quercus</i>	23	30	25	20	24	28
<i>Alnus</i>	3	2	2	5	2	2
<i>Betula</i>	0	0	0	3	0	0
<i>Corylus</i>	5	9	6	2	5	7
<i>Fagus</i>	2	2	2	4	3	2
<i>Pinus</i> type <i>haploxydon</i>	3	6	4	2	3	5
<i>Carya</i>	2	3	3	0	4	3
<i>Sequoia</i>	3	5	2	0	2	4
<i>Taxodium</i>	4	6	4	4	2	9

TABEAU 1. — Pourcentage des pollens forestiers aux différents niveaux de l'argile du Gurp.

L'étude du pourcentage des pollens forestiers aux différents niveaux (tabl. 1) permet de distinguer deux ensembles polliniques. Le premier correspond aux niveaux compris entre 8,44 et

9,30 m. Les éléments à affinités pliocènes, constitués par l'ensemble *Taxodium*, *Sequoia*, *Carya* et *Pinus* type *haploxydon*, sont très peu développés, même nuls dans le niveau supérieur.

Peut-être ces niveaux représentent-ils l'extrême fin du Pliocène, leur sommet correspondant à des couches de passage du Pliocène au Pléistocène.

Le deuxième ensemble se rapporte aux niveaux de 9,30 à 11 m. Ici les espèces à affinités pliocènes sont bien développées ; ces couches semblent nettement appartenir au Pliocène supérieur.

Malgré l'espacement des échantillons (trop grand pour une analyse très détaillée), nous avons cependant un ensemble représentant les « pluies polliniques » pendant le Pliocène supérieur et permettant de suivre les grandes lignes de l'évolution de la flore : raréfaction des espèces pliocènes cédant peu à peu la place à celles de la flore quaternaire.

ARGILE VERTE PARFOIS LIGNITEUSE. — Ce sédiment a été étudié sur deux échantillons provenant du sondage n° 2, et correspondant respectivement aux niveaux 10-13,3 m et 15,9-17,2 m. L'ensemble de cette couche argileuse est séparée de l'argile du Gulp par une couche de graviers et de sables de 1 m environ.

Les principales espèces rencontrées sont :

— Essences forestières et arbustives : *Pinus*, *Quercus pedunculata*, *Q. ilex*, *Larix europaea*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Pinus* type *haploxylon*, *Carpinus*, *Corylus*, *Liquidambar*, *Carya*, *Cryptomeria*, *Nyssa*, *Vitis vinifera*, *Ilex aquilifolium*, *Prunus spinosa*, *Alnus*, *Fagus*.

— Plantes herbacées : *Alisma plantago*, *Scirpus*, *Cladium mariscus*, *Trapa natans*, *Rubus*, *Potentilla*.

Le pourcentage des principales espèces aux différents niveaux est :

Niveaux	10 — 13,3 m	15,9 — 17,2 m
<i>Pinus</i>	25 %	12 %
<i>Quercus</i>	30	28
<i>Alnus</i>	2	0
<i>Corylus</i>	7	7
<i>Fagus</i>	2	0
<i>Carpinus</i>	4	4
<i>Larix</i>	2	4
<i>Pinus</i> type <i>haploxylon</i> ..	6	8
<i>Sequoia</i>	5	8
<i>Taxodium</i>	9	12
<i>Carya</i>	4	7
<i>Liquidambar</i>	4	5
<i>Cryptomeria</i>	0	3
<i>Nyssa</i>	0	2

Le niveau supérieur (10-13 m) se relie harmonieusement par sa flore à la couche dite argile du Gulp. Les éléments caractéristiques du Pliocène supérieur ne représentent que 28 % de l'ensemble. Les genres *Quercus* et *Pinus* restent les éléments prédominants et l'on rencontre encore *Alnus* et *Fagus*.

Le niveau inférieur (15-17 m) représente un type de forêt différent à caractère beaucoup plus chaud. Si le Chêne reste encore l'élément le mieux représenté il s'agit le plus souvent de *Quercus ilex*. De plus, les éléments tertiaires se développent, formant 45 % de la flore forestière, et se multiplient par l'apparition d'éléments nouveaux tels que *Liquidambar*, *Cryptomeria*, *Nyssa*.

Cette couche présente donc des caractères pliocènes très marqués. Cependant son âge exact reste difficile à fixer. Nous pensons pouvoir la situer au Pliocène supérieur, mais plus anciennement que l'argile du Gulp. Nous pourrions avoir ici l'image d'une flore s'étendant sur la partie moyenne et peut-être la base du Pliocène supérieur.

ARGILE BRUNE. — Cet échantillon appartient au sondage n° 1 et se rapporte à un niveau profond : 16,7 -20 m.

Ce sédiment s'est révélé assez riche en pollens, mais ceux-ci étaient en mauvais état, très écrasés et déchirés, ce qui a gêné les déterminations.

Nous pensons cependant pouvoir fixer comme suit le tableau des principales espèces trouvées : *Quercus ilex* : 20 %, *Larix* : 3 %, *Carpinus* : 4 %, *Pinus* type *haploxylon* : 10 %, *Sequoia* : 12 %, *Taxodium* : 15 %, *Liquidambar* : 7 %, *Carya* : 8 %, *Cryptomeria* : 5 %, *Nyssa* : 7 %, *Magnolia* : 4 %.

La flore est ici presque uniquement formée d'éléments pliocènes. Des espèces aujourd'hui émigrées en Asie apparaissent, telles *Nyssa*, *Magnolia*, et peut-être *Liriodendron tulipifera* (en très petit nombre). Peut-être cette couche contient-elle d'autres espèces asiatiques qui n'ont pas été reconnues étant donné le mauvais état de conservation des pollens.

On doit pouvoir attribuer à cette couche un âge nettement plus ancien que celui des autres niveaux analysés. Nous serions tentés de la situer au Pliocène moyen, sous toutes réserves des modifications que pourrait apporter l'étude d'échantillons plus nombreux.

Conclusion.

L'étude des échantillons des couches du Gulp, en particulier des couches argileuses, s'est révélée extrêmement intéressante.

Les exemples d'analyses palynologiques de sédiments pliocènes sont très rares en Europe et surtout en France. Les flores pliocènes les mieux connues se rapportent à des gisements hollandais appartenant au Pliocène supérieur ou moyen. Les comparaisons dans le temps sont donc très délicates, les espèces thermophiles ayant pu se maintenir plus longtemps dans nos régions, étant donné la différence de latitude.

Nous pensons pouvoir résumer l'essentiel de ce travail de la façon suivante :

— La couche lignito-tourbeuse, surmontant directement l'argile du Gulp, représente une formation préglaciaire datant d'un Pléistocène très ancien, probablement à peu près contemporaine du « Forest-bed de Cromer ».

— L'argile du Gulp elle-même est constituée dans sa partie supérieure par des couches de passage du Pliocène au Pléistocène. Sa partie

inférieure semble bien appartenir au sommet du Pliocène supérieur.

— Les argiles vertes, plus ou moins ligniteuses, séparées de la couche précédente par un lit de graviers et de sables, s'enfoncent plus avant dans le Pliocène supérieur. Leur flore présente un caractère nettement méditerranéen avec de nombreux éléments typiquement pliocènes.

— Nous avons conclu que ce sédiment devait représenter la partie moyenne et peut-être inférieure du Pliocène supérieur.

— Enfin, l'argile brune correspondant à un niveau profond (16-20 m), doit être attribuée à un Pliocène plus ancien, peut-être au Pliocène moyen, étant donné sa flore presque uniquement formée d'éléments pliocènes, et la présence d'espèces asiatiques telles que : *Nyssa*, *Magnolia*, *Liriodendron*.

L'ensemble des couches étudiées semble donner une idée assez exacte de l'évolution des flores pendant le début du Pléistocène, le Pliocène supérieur et probablement le début du Pliocène moyen.

L'accident de Seine

par Jean DERCOURT¹.

Sommaire. — Ce travail est un document versé au dossier de la faille de Seine. L'étude des coupes sérieées le long de l'accident permet de montrer qu'il s'agit plutôt d'une flexure. Celle-ci pourrait passer à une faille en traversant les anticlinaux (Rouen et Vernon).

Là où des observations directes sont possibles, il s'agit toujours d'une flexure (La Roque et Vatteport). La faille n'a jamais été observée.

Une étude des falaises du val de Seine de Mantes à Harfleur a, entre autre choses, conduit à examiner la nature de l'accident dit « faille de Seine »².

HISTORIQUE. — Après que A. Passy [1832] et A. d'Archiac [1851] aient soupçonné l'existence d'une faille amenant à Rouen le Jurassique au contact du Crétacé, E. Harlé [1862] étudia cet accident et suggéra qu'il devait avoir un contour sinueux qui guida l'établissement de l'actuelle vallée de la Seine ; il lui attribua un rejet de 125 m. E. Hébert récusait aussitôt cette hypothèse en faisant remarquer qu'au SE et au NW de Rouen, les niveaux de craie se correspondaient sur les deux rives du fleuve ; en 1872, il étudia spécialement la faille et en détermina le tracé par Bapaume, Rouen (église Saint-Sever), Val Saint-Denis, Alizay, Connelles, Muids, Tosny, Blaru, c'est-à-dire celui-là même qui lui est encore assigné sur les cartes au 80 000^e.

Depuis 1872, la notion de faille de la Seine est devenue classique. G. Dollfus, en 1890, en étudiant les plis tertiaires du bassin de Paris, la considéra comme admise ; il n'y revint pas en 1911 lorsqu'il étudia la région de Rouen.

Dans les travaux récents — J.-P. Rothé [1930], S. Coron [1952], R. Soyer [1955] — on ne trouve pas d'étude spéciale traitant de cette question. La carte des anomalies isostatiques du bassin de Paris due à S. Coron [1952] ne montre aucune zone d'anomalies le long ou au voisinage de l'accident de Seine.

De ce rapide examen, il ressort que seul E. Hébert a étudié la faille de Seine ; auparavant les travaux dont elle avait été l'objet étaient très sommaires ; depuis, il est classique d'en admettre l'existence.

Les géologues ayant travaillé dans cette région acceptaient implicitement l'inexistence de pendages importants. Ainsi G. Lennier [1881], étudiant ce qu'on sait maintenant être l'anticlinal de Villequier, attribua à un important éboulement de la falaise les pendages qu'il mesurait.

Or, le long de l'accident de Seine, il est possible de faire des mesures directes et des levés topographiques, d'où il résulte que les pendages sont parfois importants, allant de 5 à 20°.

De telles observations jettent un jour nouveau sur la nature de l'accident que la rareté des affleurements ne permet pas toujours de définir.

Mais en tenant compte des pendages de part et d'autre de l'accident et de l'épaisseur des couches, il est possible de préciser le problème. *L'existence d'une faille devient dès lors très douteuse, une flexure souvent légère rendant mieux compte des observations.* Mais il faut insister sur le fait que l'examen de l'accident est exceptionnel ; on ne pourra donc pas choisir avec certitude entre faille et flexure, mais montrer que l'hypothèse d'une flexure est plausible, qu'elle correspond en outre aux rares observations directes et, qu'en conséquence, l'existence d'une faille ne s'impose nullement.

CADRE GÉOGRAPHIQUE. — L'accident affecte les vastes plateaux de craie qui plongent lentement vers le centre du bassin. Il recoupe les méandres de la Seine de Rouen à Vernon ; au S de cette ville, il passe dans les terres pour s'infléchir vers l'E à Saint-Illiers-la-Ville. Il affronte

1. Note présentée à la séance du 16 février 1959.

2. Cette étude a été menée dans le cadre des explorations de surface de la Compagnie française des pétroles (Normandie) sous la direction de D. Berthe.

obliquement les deux anticlinaux de Rouen et de Vernon.

Dans ce travail, l'accident a été étudié de Rouen à Rue-de-Normandie (fig. 1).

COUPES SÉRIÉES PERPENDICULAIRES A L'ACCIDENT (fig. 2) ³. — *Coupe du Petit Maromme (coupe A)* (carte Rouen W 3/4). Dans une carrière à l'W de la route D 51, la craie intermédiaire (C7a) affleure à la cote 40 ;

— le sondage du Grand Aulnay (F 62), à 500 m à l'E de la carrière, a rencontré 6 m de craie marneuse (C6) avant d'atteindre la craie glauconieuse (C4) ;

— le sondage F 73 immédiatement à l'W du ruisseau Cailly, a rencontré directement sous les alluvions la craie glauconieuse ;

— au bois de l'Archevêque, distant de 700 m du sondage F 73, la craie intermédiaire (C7a) affleure à la cote 110.

La faille de Seine, indiquée entre la carrière et le ruisseau de Cailly, n'est pas visible et on peut rendre compte de l'ensemble de ces faits en supposant un pendage ouest de 5 à 10°, hypothèse très plausible ainsi que d'autres coupes vont nous le prouver.

— *Coupe de la presqu'île Rollet (coupe B)* (carte Rouen W 3/4). De nombreux sondages ont été établis sur cette presqu'île :

— les sondages de la partie occidentale (F 56, F 57, F 32, F 33) ont rencontré la craie marneuse (C6) sous les alluvions. L'un d'entre eux (F 33) l'a atteint à la cote — 10,60 m ; on ne connaît pas le niveau de craie rencontré. Cependant, à 2,8 km au SW (carrière de Dieppedalle), l'extrême base de la craie intermédiaire (C7a) affleure à la cote + 5 ; on peut donc supposer que les sondages ont rencontré la partie sommitale ou médiane du Turonien ;

— le sondage de la Darse Babin (F 34), distant du précédent de 140 m, a rencontré sous les alluvions l'argile compacte à la cote — 12,60 m et les sables verts à la cote + 13,30 m, c'est-à-dire le Crétacé inférieur faciès Gault puis faciès sableux.

L'accident se localise entre ces deux sondages. Au NE les sondages R 28 et F 90 montrent un très lent plongement des couches.

Les différents niveaux rencontrés marquent un anticlinal connu classiquement sous le nom d'anticlinal de Rouen ; le pendage des couches est faible sur son flanc nord-est, fort sur son flanc sud-ouest.

Ce dernier peut être soit une flexure avec un pendage voisin de 40°, soit une faille.

L'existence de pendages allant jusqu'à 70°

dans la craie en d'autres points du bassin de Paris ⁴ n'exclut pas l'hypothèse d'une flexure, encore que l'importance du pendage puisse suggérer une faille en première analyse.

— *Coupe de la cathédrale de Rouen (coupe C)* (carte Rouen E 1/2). Au sondage F 74, le Jurassique affleure directement sous les alluvions, ainsi d'ailleurs que les observations anciennes l'avaient établi. De part et d'autre de ce sondage, dans une direction sensiblement perpendiculaire à la faille supposée (placée au NE de l'affleurement jurassique sur la carte au 80 000^e), affleurent dans chaque compartiment les mêmes terrains, successivement du Gault (sondages F 20 et F 30), puis du Cénomaniens et du Turonien (sondages F 18, R 30), en s'éloignant de la « faille ».

Cette distribution correspond au passage de l'anticlinal de Rouen.

Plus précisément, sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal, le sondage F 20 a rencontré le Gault directement sous les alluvions, le sondage F 18, distant de 340 m du précédent, l'a atteint à la cote — 169.

Là encore l'existence d'une faille n'est pas démontrée puisqu'une flexure de 25° entre les sondages F 20 et F 18 permet d'interpréter les résultats.

— *Coupe de Sotteville (coupe D)* (carte Rouen E 5/6). Des sondages peu profonds (10 à 15 m), faits le long de la voie ferrée près de la gare de Sotteville-lès-Rouen (série F 43), montrent que le Turonien bute contre le Gault sous les alluvions. Les sondages F 43d et F 43p, distants seulement de 50 m, rencontrent respectivement le Turonien et le Gault.

On ne connaît pas le niveau de Turonien rencontré. Cependant à 2 km au SW, dans une partie tabulaire, le Sénonien supérieur affleure dans une carrière à Saint-Étienne-du-Rouvray à la cote + 35. En admettant des pendages de l'ordre de 1°, normaux dans cette région, il résulte que la série de sondages F 43 a rencontré le Turonien moyen ou supérieur.

En ce point, l'hypothèse d'une faille est la plus probable puisque dans le cas d'une flexure, le pendage des couches devrait être au moins de 70°.

— *Coupe du val de la Poterie (coupe E)* (carte Rouen E 5/6). Pour cette coupe, visible en sur-

3. Les sigles : N, D, désignent les routes ; Cn, les différents étages de la craie ; F, R, les différents sondages anciens recueillis par A. Fediavsky, de la C. F. P. (N), qui les a obligeamment mis à ma disposition. Je le prie de trouver ici, l'expression de ma reconnaissance.

4. Glatigny (flanc nord-est du Bray). Renseignement oral de D. Berthe.

face, le manque de stratification dans la craie ne permet malheureusement pas de mesurer un pendage. Cette formation affleure à la cote + 90 sur le flanc sud de la côte Maillet et à la cote + 8 au cœur du val Denis, la distance horizontale des

deux gisements étant de 140 m. En allant du bas du val Denis au sommet de la côte Maillet, on ne quitte pas la base du Sénonien supérieur.

Dans ce profil, continu à l'affleurement, la faille de Seine, qu'on devrait pourtant trouver au

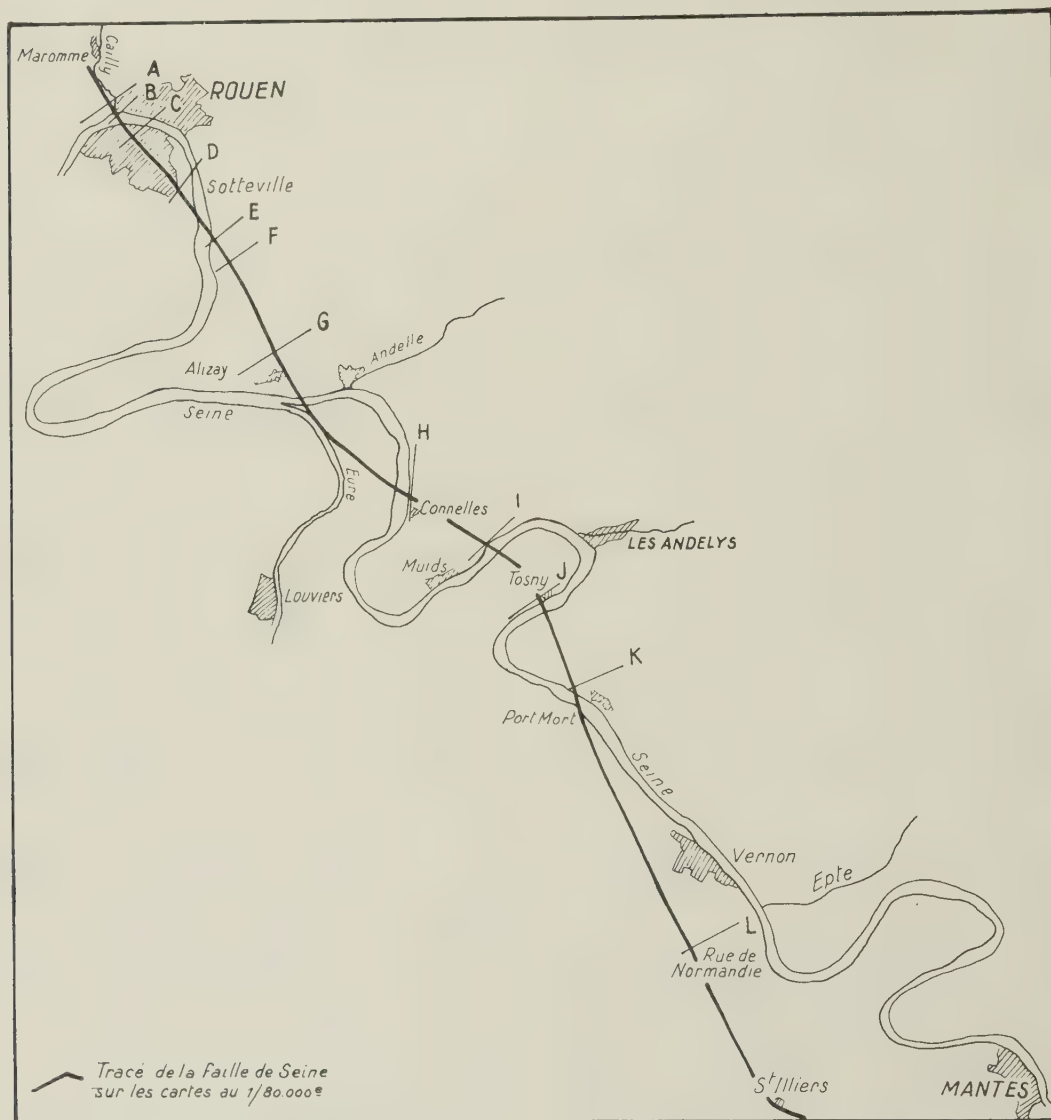


FIG. 1. — Schéma de l'emplacement des villes et des coupes.

bas du val Denis, n'est pas visible, et on échappe difficilement à l'hypothèse d'une flexure qui ferait plonger les couches de 30°.

— *Coupe du ravin de Celloville (coupe F)* (carte Rouen E 5/6). Dans le ravin de Celloville, le long de la D 291, le sommet du Turonien (craie sans bancs noduleux, ni débris de Cidaridés, ni bancs

de silex) affleure à la cote + 80 ; le long du ruisseau le Becquet, à 1 100 m au SW, le même étage affleure à la cote + 120.

Là encore on n'observe aucune faille à l'endroit où elle est indiquée sur les cartes et une légère flexure amenant des pendages de 10° suffirait à expliquer les observations.

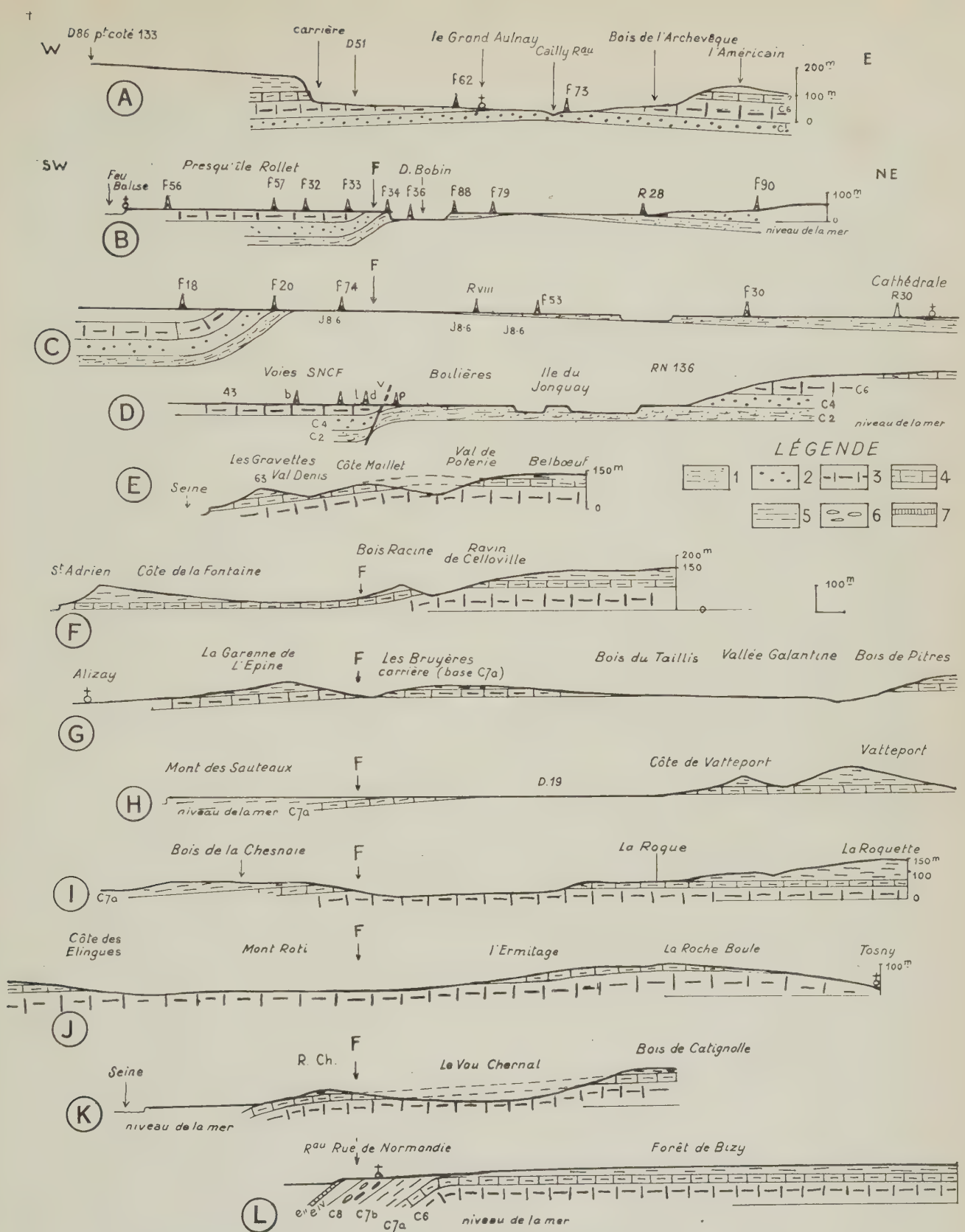


FIG. 2. — Coupes séries jalonnant l'accident de Seine.

1 = C2 : Gault ; 2 = C4 : Cénomannien, craie glauconieuse ; 3 = C6 : Turonien, craie marneuse ; 4 = C7a : base du Sénonien inférieur, craie intermédiaire dolomitisée ; 5 = C7b : sommet du Sénonien supérieur, craie blanche à silex ; 6 = C8 : Campanien, craie marneuse à silex épars ; 7 = e₁₁ : Lutétien inférieur ; F = trace de la faille sur les cartes au 80 000^e ; fn, Rn = sondages.

— *Coupe du village d'Alizay (coupe G)* (carte Rouen E 5/6). Le contact entre la base du Sénonien supérieur et la partie moyenne de cet étage affleure à la cote + 30 derrière les maisons au N d'Alizay, + 75 à la carrière des Bruyères, + 90 à la ferme de la vallée Galantine. La faille de Seine est figurée sur les cartes au 80 000^e entre la carrière des Bruyères et la vallée Galantine.

Or les observations précédentes montrent qu'une simple ondulation suffit à rendre compte des observations (6°).

— *Coupe de Vatteport (coupe H)* (carte Les Andelys 3/4). Des mesures précises⁵ d'un banc repère du Sénonien inférieur sur les rochers jalonnant la falaise rectiligne (NW-SE) de la rive droite de la Seine, ont permis de déterminer un pendage apparent de 6° vers l'amont entre Amfreville sous les monts et la côte de Vatteport, pendage qui augmente au niveau du mont des Sauleaux (10° SE).

Au-delà, vers le SE, de Connelles à Herqueville, le Sénonien inférieur affleure horizontalement mais le banc repère choisi (le plus élevé observable dans la région d'Amfreville sous les monts) n'est plus visible à la base de la falaise.

L'accident de Seine, qu'il soit une faille ou une flexure, devrait aborder obliquement (60°) la falaise dans la région du mont des Sauleaux où d'ailleurs elle est indiquée sur la carte au 80 000^e; précisément en cet endroit on observe une augmentation des pendages apparents mais aucune trace de faille. Il semble plus logique d'admettre le passage d'une flexure.

— *Coupe de la Roque (coupe I)* (carte Les Andelys 3/4). En suivant l'ancien chemin de fer Muids-Les Andelys, on observe successivement la partie moyenne du Sénonien inférieur, la base de l'étage, dolomitisée ici, puis la craie marneuse du Turonien.

On mesure un pendage de 10° dans la craie dolomitisée. *C'est là une des rares coupes où l'on puisse observer directement la flexure.* On rencontre en succession logique tous les terrains sans qu'il y ait aucune discontinuité et la faille figurée à cet endroit n'existe pas. Cette observation se place dans l'alignement de la précédente, le long de l'accident de Seine, et renforce l'interprétation précédente d'une flexure au mont des Sauleaux.

— *Coupe de Tosny (coupe J)* (carte Les Andelys 7/8). Cette coupe a beaucoup contribué à confirmer l'idée d'une faille de Seine. C'est en effet un lieu classique d'excursion.

De la rive droite, lorsqu'on observe la rive gauche en direction du NW, il semble qu'un banc ayant un pendage de 45° bute directement sur

un banc horizontal; une faille passerait donc entre ces deux affleurements.

En fait, ce ne sont pas des bancs qui s'observent sur la rive droite mais des rochers. C'est ainsi que le rocher ouest, qui semble avoir un pendage de 45°, est en fait constitué de bancs ayant un pendage apparent de 14° vers l'amont, et que le rocher oriental est formé de bancs ayant un pendage apparent de 8° vers l'amont.

L'existence d'une faille est beaucoup plus douteuse qu'un examen superficiel pourrait le faire croire; il s'agit plus vraisemblablement, étant donné les observations précédentes, d'une flexure atténuée.

— *Coupe du château de Port-Mort (coupe K)* (carte Les Andelys 7/8). A la colline du château de Port-Mort, les pendages réels mesurés sont de 12° et 14° dans des bancs dolomitisés.

Le château est situé à la cote + 59 sur la craie dolomitisée (pierre de Vernon) dans laquelle les pendages précédents viennent d'être mesurés; il est entouré d'une dépression marneuse, dominé à l'E par les falaises de Sénonien dont on voit le contact avec le Turonien à la cote + 75.

Par conséquent les pendages mesurés du château ne sont pas forcément les pendages maximaux, la flexure s'amorçant à l'aplomb de la dépression.

De toute manière, la faille de Seine, figurée sur la carte au 80 000^e au pied du château, n'est pas visible et les observations précédentes suggèrent clairement qu'il s'agit d'une flexure.

— *Coupe de Bizy.* Le long de la route N 181 à la cote + 100, le Campanien affleure et le Lutétien inférieur daté par *Alveolina bosci*⁶ à la cote + 107. Le Sparnacien est peu épais sur les anticlinaux (5 à 10 m), et le Cuisien dans cette région n'atteint pas 2 m. Il devrait donc y avoir 7 à 12 m de terrain séparant le Campanien du Lutétien inférieur. Or la différence de cote entre ces deux étages est de 7 m, de sorte que rien n'empêche expressément d'y voir une succession normale.

La faille de Seine, signalée classiquement ici [de Lapparent, 1946], qui de toute manière n'est pas observable, serait évidente si l'on pouvait montrer qu'il s'agit du Campanien inférieur à la cote + 100. Mais, jusqu'ici, il a été impossible de faire de telles distinctions dans cet étage; de sorte que dans ce « lieu classique », jusqu'à maintenant, la faille ne paraît pas démontrée.

5. Mesures effectuées sous la direction de M. de Lassus (C. F. P. (N)) auquel j'exprime, ici, ma très vive reconnaissance.

6. Détermination de S. Lacassagne, je lui exprime ici ma très vive reconnaissance.

— *Coupe de Rue-de-Normandie (coupe L)* (carte Mantes-Gassicourt 1/2). Cette coupe est distante vers le SE des précédentes, car l'accident passe dans les terres, et le nombre des gisements est insuffisant pour permettre de tracer une figure. (On a bénéficié pour dresser cette coupe de travaux d'installation d'eau à Rue-de-Normandie.)

Le Lutétien affleure à l'W du village et la craie dolomitisée à l'E ; entre ces deux formations, la faille de Seine est toujours figurée.

Or au SE, dans deux carrières le long de la route du grand val d'Aconville, la craie dolomitisée a un pendage de 30° SW ; dans une tranchée à l'W du village, le calcaire à Cérithes a un pendage de 25° SW ; ces observations ont été faites de part et d'autre de la faille supposée. Ces pendages tendent à en faire une flexure. En outre, dans cette même tranchée, le contact craie-argile sparnacienne-calcaire lutétien est visible ; enfin de nombreux fragments de calcaires lutétiens sont emballés dans l'argile à silex et témoignent de l'érosion de ce calcaire.

De sorte que tenant compte de ces particularités d'une part et des pendages mesurés d'autre part, il n'y a aucune impossibilité à faire plonger les couches selon une flexure.

CONCLUSION. — La « faille de Seine » n'est jamais observable en tant que telle.

La plupart du temps, on peut rendre compte des observations par une flexure plus ou moins accentuée (val de la Poterie, ravin de Celloville, Alizay, Tosny, Rue-de-Normandie) ; quelquefois cette flexure est observable directement (Vatteport et La Roque), là où pourtant la faille est figurée sur les cartes comme ailleurs. Une fois peut-être, on ne peut échapper à la nécessité de l'existence d'une faille (Sotteville) ; tandis qu'à Bizy, dans sa « localité classique », son existence demeure très problématique.

Ce travail est plus un document versé au dossier de la faille de Seine qu'une conclusion. Si l'on doit en donner une, dans l'état actuel de nos connaissances, l'accident de Seine semble plutôt être une flexure qui parfois passe à une faille à la traversée de l'anticlinal de Rouen (Sotteville) et peut-être à l'anticlinal de Vernon (Bizy).

Très probablement, il s'agit d'une faille profonde qui s'amortit en flexure dans la couverture ; l'étude en cours de sondages profonds permettra de conclure.

Ce travail montre en outre, par l'étude d'un cas précis, que le style du bassin de Paris n'est pas uniquement tabulaire et cassant, mais au contraire relativement souple et plissé.

Une telle notion tend d'ailleurs chaque jour à s'imposer davantage, grâce aux études structurales réalisées par les géologues pétroliers.

Bibliographie.

- ARCHIAC A. D' (1851). — Histoire des progrès de la Géologie, t. IV, p. 212. Paris, Soc. géol. France.
- CORON S. (1952). — Compensations isostatiques de masses légères situées au-dessous du géoïde. Application à l'interprétation des anomalies isostatiques du bassin de Paris. *C. R. Ac. Sc.*, t. 234, p. 977-979.
- DOLLFUS G. (1890). — Recherches sur les ondulations des couches tertiaires du Bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. II, n° 14.
- HARLÉ E. (1862). — Sur les dislocations auxquelles est due la configuration de la vallée de la Seine aux environs de Rouen. *B. S. G. F.*, (2), XIX, p. 690-705.
- (1862). — Deuxième note sur la vallée de la Seine dans le département de la Seine-Inférieure. *Ibid.*, (2), XX, p. 114-118.
- HÉBERT Ed. (1862). — Observations à la note de E. Harlé. *Ibid.*, (2), XIX, p. 705.
- (1872). — Ondulation de la craie du Bassin de Paris : la faille de la Seine. *Ibid.*, (2), XXIX, p. 453-472.
- LAPPARENT A.-F. DE (1946). — Excursions géologiques dans le bassin de Paris (2^e sér.). Paris, Hermann éd.
- LENNIER G. (1881). — Étude géologique sur Villequier. *Bull. Soc. géol. Normandie*, t. VIII, p. 71-87.
- PASSY A. (1832). — Description géologique du département de la Seine-Inférieure. Rouen, Nicetas Périaud éd.
- ROTHÉ J.-P. (1930). — Interprétations géologiques des mesures magnétiques dans le bassin de Paris. *C. R. Ac. Sc.*, t. 191, p. 1144-1147.
- SOYER R. (1955). — Surface topographique de la craie et direction des axes tectoniques de la région parisienne. *Ibid.*, t. 240, p. 2164-2166.

Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises

par Marcel LEMOINE ¹.

Sommaire. — Récapitulation des données paléontologiques essentielles qui paraissent permettre de dater les Schistes lustrés piémontais : ces données, rares, concernent seulement le substratum (Trias) ou l'extrême base (Rhétien, Lias inférieur) de ceux-ci. Critique des autres argumentations utilisées. Deux exemples montrent combien l'interprétation des coupes est délicate, en raison des complications tectoniques possibles mais parfois difficiles à déceler. Dans l'état actuel de nos connaissances, il ne paraît pas impossible que la majeure partie des Schistes lustrés piémontais à roches vertes soit partout séparée par des contacts anormaux des séries triasico-liasiques fossilifères qui paraissent pourtant représenter leur base stratigraphique.

On désigne sous le nom de « Schistes lustrés » du Piémont (« calcescisti con pietre verdi » des géologues italiens) un ensemble de sédiments épimétamorphiques où dominent les calcschistes, et qui sont associés à des « roches vertes » (gabbros, serpentines, variolites, etc., ou encore prasinites, roches qui peuvent avoir des origines et des âges fort différents). Cet ensemble, qui, dans les Alpes cottiennes, occupe avec des pendages ouest assez uniformes un large espace entre le massif Dora-Maira et la zone briançonnaise, est à première vue assez monotone, et paraît fort épais (apparence qui peut être due à des redoublements tectoniques). Il semble que tous les géologues qui l'ont étudié aient admis implicitement qu'il s'agissait d'une série sédimentaire unique, dont les « roches vertes » faisaient partie intégrante : le désaccord portait sur la position tectonique de ces Schistes lustrés (autochtonie ou charriage), et sur leur âge, lequel a pu faire l'objet d'hypothèses extrêmement variées, par exemple : Trias (Ch. Lory, etc.) ; Trias supérieur et Lias (M. Bertrand, etc.) ; Prépaléozoïque (Zaccagna) ; « série compréhensive » allant du sommet du Trias au Nummulitique (Termier), etc.

Les données paléontologiques. En effet, les fossiles sont presque totalement absents, peut-être en raison du métamorphisme, mais probablement surtout à cause de la nature de la série sédimentaire originelle, qui, comme par exemple le Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes et de l'Ubaye-Embrunais, ou encore comme les « Schistes lustrés » peu ou pas métamorphiques

du Mont-Jovet eux-mêmes, n'a jamais dû contenir beaucoup de fossiles macroscopiques.

Dans les Alpes cottiennes, c'est avant tout aux admirables travaux de S. Franchi [1898, etc.] ² que l'on doit la découverte de fossiles soit dans des formations stratigraphiquement inférieures aux Schistes lustrés (Trias calcaréo-dolomitique), soit à leur extrême base (Rhétien), soit un peu plus haut (Lias à Arietites et Bélemnites), ce qui lui permit [1898], lors de sa polémique avec Zaccagna, de démontrer leur âge « mésozoïque » (en fait : postpaléozoïque). Le Trias et le Rhétien, découverts tout d'abord près de la bordure sud-ouest du massif Dora-Maira (val Grana, val Maira [Franchi, 1898]), ont été retrouvés, toujours par Franchi [1910], plus au N (près du Mont-Genèvre), cette fois sur la marge occidentale de la zone des Schistes lustrés : d'où la notion d'un « synclinal piémontais » au flanc ouest déversé, contenant des Schistes lustrés essentiellement post-triasiques [Franchi, 1911].

Quant aux Arietites et Bélemnites du Lias, on ne les a signalées qu'en un seul gisement (Val-lone di Narbona dans le val Grana). D'après les coupes de Franchi et les observations que l'on peut faire sur le terrain, le gisement semble bien se trouver à quelques dizaines de mètres seulement au-dessus du Norien.

Quelques autres critères utilisés. Ainsi les docu-

1. Note présentée à la séance du 16 février 1959.

2. Des découvertes plus récentes sont dues à S. Conti [1953, 1955].

ments paléontologiques dont on dispose à l'heure actuelle (et qui sont à peu de chose près les mêmes qu'à la fin du siècle dernier) sont-ils loin de fournir une solution au problème, et les géologues qui s'en sont préoccupés ont dû faire appel à des argumentations plus ou moins rigoureuses.

C'est ainsi que l'on a pu tenter d'utiliser des *niveaux pétrographiquement caractéristiques*, datés par comparaison et prenant la valeur de repères. Si les intercalations de *microbrèches* (que l'on a pu autrefois considérer comme liasiques par comparaison avec la brèche du Télégraphe) n'ont qu'une valeur très relative comme repères stratigraphiques³, on peut essayer d'utiliser, en les datant par comparaison avec d'autres régions (Apennin par exemple), les *radiolarites* et *marbres clairs* que l'on rencontre parfois, généralement en étroite connexion avec certaines « roches vertes » [Lemoine, 1954 a, 1955]. Pourtant, les plus grandes réserves s'imposent dès que l'on fait de telles assimilations à grande distance, surtout pour ceux qui admettent une relation de cause à effet liant la présence des radiolarites à l'émission des « roches vertes » en coulées sous-marines, phénomène qui n'a pas de raison *a priori* de se produire partout à la même époque, et qui peut se répéter plusieurs fois de suite.

Les considérations basées sur l'existence plus ou moins hypothétique de *passages latéraux* à des séries connues paraissent beaucoup plus fragiles, notamment pour des raisons de complexité tectonique. En particulier, l'existence d'un « passage latéral » (par « envasement ») de la série briançonnaise à celle des Schistes lustrés (qui serait alors « compréhensive ») semble bien difficile à soutenir dans l'état actuel de nos connaissances (voir notamment Lemoine [1954 b]).

Enfin, toujours à cause d'une complexité tectonique qui ne peut pas être sous-estimée (même des partisans d'une « autochtonie » des Schistes lustrés), il faut, en relevant et interprétant les successions lithologiques, utiliser avec la plus grande prudence ce que l'on pourrait appeler le « principe de la simplicité des coupes » : les contacts anormaux sont parfois fort difficiles à déceler dans ces séries monotones de calcschistes dont la stratigraphie est encore mal connue.

Deux exemples montreront combien est délicate l'interprétation des coupes relevées sur le terrain.

1. *La coupe du Péou Roc* entre Queyras et Ubaye [Lemoine, 1954 a, 1954 c] : sur la crête qui sépare le haut Cristillan de la haute Ubaye apparaît, au milieu des Schistes lustrés, un petit massif de dolomies triasiques, le Péou Roc, à l'E duquel j'avais relevé [Lemoine 1954 c, fig. 2] une succession de couches concordantes : dolo-

mies triasiques (considérées comme formant le noyau d'un anticlinal) — Rhétien fossilifère — calcaires et calcschistes attribués au Lias, avec microbrèches caractéristiques au sommet — Schistes lustrés — marbres, radiolarites et serpentines (considérées comme en position synclinale). L'identité de cette séquence avec celle que l'on peut relever au Gondran, à l'E de Briançon, était un argument de plus pour la considérer comme stratigraphique. En fait, une étude plus détaillée du terrain, sans se limiter à une coupe linéaire sur une crête, montre que les serpentines sont bien en position synclinale, mais que le Trias du Péou Roc (accompagné probablement de son Rhétien et de son Lias) flotte lui aussi, en « faux synclinal » sur les Schistes lustrés⁴. Une nouvelle construction de la coupe sur ces bases montre qu'un contact anormal que rien ne laissait prévoir *a priori* doit bien exister quelque part. Ainsi l'affirmation d'un âge jurassique de ces Schistes lustrés, compris, sur la crête à l'E du Péou Roc, entre le Rhétien fossilifère et des marbres attribués pour leur faciès à du Jurassique supérieur-Néocomien, doit être entièrement reconsidérée⁵.

2. *Dans le val Grana*, une coupe relevée par Franchi [1925, fig. 1] au *Monte Chialmo* montre bien, au-dessus des dolomies à fossiles noriens, les couches (sans roches vertes) du Rhétien et celles (toujours sans roches vertes) qui tout près de là, dans le Vallone di Narbona, contiennent des Arietites et des Bélemnites. Mais les Schistes lustrés à roches vertes qui les surmontent en sont séparés, d'après la coupe minutieusement relevée et publiée par Franchi, par une lame de cargneules. Dès lors, non seulement la position tout à fait inférieure des couches fossilifères liasiques et infra-liasiques vis-à-vis de la majeure partie des Schistes lustrés sus-jacents est une donnée bien maigre pour dater ces derniers, mais il est aussi possible qu'elles en soient séparées par un contact anormal révélé par la présence des cargneules. Il resterait bien entendu à préciser si ce contact est purement local ou s'il a une grande extension.

Les deux exemples qui viennent d'être donnés montrent bien que les coupes stratigraphiques relevées en pays de Schistes lustrés ne peuvent être interprétées qu'avec une très grande pru-

3. Toutefois, la présence de galets de Trias calcaréo-dolomitique prouve qu'elles sont post-triasiques, ou tout au moins postérieures au Trias moyen.

4. Le fait a été signalé en 1955 par M. Gidon. Il paraît bien s'agir d'un lambeau de « rétrocharriage » analogue à ceux connus plus au Nord (massif de Rochebrune au N du Guil notamment).

5. Et la séquence décrite au Gondran [Lemoine, 1954 c, fig. 1], réunit peut-être plusieurs éléments tectoniques.

dence. Dans l'état actuel de nos connaissances, il nous faut bien reconnaître qu'en face des *faits*, on peut proposer des *hypothèses* et des *interprétations* différentes mais paraissant également vraisemblables. Jusqu'ici toutes ces interprétations ont envisagé une série de Schistes lustrés unique. Mais rien n'exclut *a priori* — si l'on songe que bien des contacts anormaux, qu'ils soient locaux ou de grande amplitude, peuvent passer inaperçus — l'existence de plusieurs séries distinctes dans le pays des Schistes lustrés, ni même l'indépendance tectonique, vis-à-vis de la majeure partie des calcschistes, de tout ou partie des « roches vertes » qui y sont incluses ou flottent dessus en position synclinale.

En particulier, il n'est pas impossible que la grande masse des Schistes lustrés des Alpes cotiennes et briançonnaises soit partout séparée par des contacts anormaux soulignés ou non par des cargneules, des couches fossilifères triasiques, rhétiennes et liasiques apparemment dépourvues de roches vertes qui, à l'E comme à l'W, paraissent à première vue représenter leur base stratigraphique ⁶.

6. Ainsi, dans le même ordre d'idées mais dans des zones plus externes, on a pu considérer que le Flysch à Helminthoïdes, qui n'avait pas fourni de fossiles, était la suite stratigraphique normale du Flysch noir à Nummulites des zones briançonnaise et sub-briançonnaise. D'après des travaux récents, ces deux formations sont obligatoirement séparées par un contact anormal.

Bibliographie.

- CONTI S. (1953). — Studi geologici sulle Alpi occidentali (1^e e 2^e Contributo). *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. LXXV, pp. 491 et 525.
- (1955). — *Id.* (3^e Contributo). *Ibid.*, vol. LXXVII, p. 1.
- FRANCHI S. (1898). — Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Ibid.*, vol. XXIX, pp. 173-247 et 325-482.
- (1910). — Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a « facies » piemontese — calcescisti con Belemniti e pietre verdi — nell'alta valle di Susa. *Ibid.*, vol. XLI, p. 306-376.
- (1911). — L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Retico nell'alta valle di Susa. *Ibid.*, vol. XLII, p. 171-188.
- (1925). — Sulla grande varietà dei complessi litologici del « Trias metamorfico » nelle Alpi occidentali. *R. C. Ac. Lincei*, ser. 6 a, vol. I, p. 423-429.
- LEMOINE M. (1954 a). — Documents nouveaux et hypothèses sur la stratigraphie des « Schistes lustrés » du Queyras (Hautes-Alpes). *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 496.
- (1954 b). — Sur le problème des rapports entre la zone du Briançonnais et les Schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 68.
- (1954 c). — Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LII, n° 241, p. 273.
- (1955). — Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 94.

Le Miocène du bassin de Crest (Drôme)

par Gérard DEMARQ¹.

Sommaire. — Mise au point des variations stratigraphiques latérales et verticales des faciès marins du Burdigalien et du Vindobonien, et de leur répartition paléogéographique, dans une région importante dans l'histoire du « sillon miocène périalpin ».

Cette question avait fait l'objet des premières recherches de Fontannes [1880], dans le cadre de l'étude des terrains tertiaires de la vallée du Rhône. Elle n'a fait, depuis cette remarquable étude monographique, l'objet d'aucune révision, si ce n'est qu'elle a été intégrée dans la synthèse stratigraphique du Miocène par Depéret [1893].

Cette région a pourtant une place importante

dans l'histoire du Miocène, de par la position qu'elle occupe dans le sillon marin rhodanien périalpin.

Les caractères du Burdigalien et du Vindobonien y sont nettement différents de ceux que présentent ces étages dans le reste de la vallée du Rhône ; aussi est-il nécessaire d'en faire successivement l'étude.

I. Le Burdigalien.

La nature et les rapports des faciès de cet étage, quoique analogues, sont sensiblement différents de ceux que j'ai établis récemment pour le « bassin » de Valréas [Demarcq, 1958]. Une coupe générale des affleurements de la périphérie du bassin, du N de Crest jusqu'à Grane, va nous les montrer.

1. LE FACIÈS MARNEUX. — Dans la région allant de Grane à La Roche-sur-Grane, s'observe une formation qui rappelle beaucoup les marnes de Salles. Ce sont des *marnes* gris clair, tantôt un peu plus crème, tantôt un peu plus bleuté, qui sont bien visibles le long de la route d'Autichamp à Grane. Elles forment l'abrupt de la rive droite de la *Grenette*, petit affluent de la Drôme, qui servira à les dénommer. Elles sont épaisses de 10 à 20 m. Elles reposent, comme dans le bassin de Valréas, sur un substratum relativement plat de calcaires lacustres aquitaniens. Leur position à l'extrémité ouest du bassin de Crest, l'absence ou la finesse de la sédimentation détritique, l'absence d'indices de courants indiquent un régime marin calme. L'extension de ce faciès est interrompue localement à Autichamp par une sédimentation du type molasse et marne détritiques.

On le retrouve par contre entre *Autichamp* et le lieu dit Moutier, sous un faciès très voisin, qui existait déjà en certains endroits et à certains niveaux plus à l'W. C'est une *marne*, très légèrement *sableuse*, d'un *gris-bleu* assez foncé ; son épaisseur est la même : 15-20 m ; ses caractères pétrographiques sont semblables, à la seule couleur près, à ceux des faciès marneux et marnosableux fréquents dans le Burdigalien de la région. De plus, ses rapports stratigraphiques sont les mêmes que ceux des marnes de la *Grenette*. La seule chose, en somme, qui ait fait distingué ce faciès local par les anciens auteurs sous l'étiquette « Langhien » [Fontannes, 1876, t. 2], reste sa couleur, qui, elle-même, n'a rien d'exclusif. Sa position stratigraphique, ainsi que nous l'avons vu, n'implique pas à ce faciès un âge antérieur à la base du Burdigalien, comme Fontannes paraissait l'admettre, mais bien contemporain. Par ailleurs rien n'autorise à le considérer comme un « faciès profond » ; au même titre que les marnes de la *Grenette* et que celles de Salles, c'est un faciès local et peu épais, de sédimentation calme : il s'est déposé, à faible profondeur, sur un substratum calcaire, à l'abri

1. Note présentée à la séance du 2 mars 1959.

relatif des courants et des venues terrigènes. À l'E d'Autichamp, ce faciès montre dans sa partie inférieure des bancs marneux jaunâtres, détritiques, et plus ou moins meubles. Ils sont très riches en débris de Pectens et identiques à ceux que montrent, au même niveau, les marnes typiques de la Grenette : nous les retrouverons ailleurs.

Il n'y a donc pas même lieu de soulever ici le problème du « faciès langhien » (ce qui ne sera pas forcément le cas dans le reste de la vallée du Rhône), puisqu'il apparaît nettement que les formations d'Autichamp, anciennement comparées à ces faciès italiens, n'en ont pas ici les caractères véritables.

2. LES FACIÈS DÉTRITIQUES. — Ils sont notablement différents de ceux que, dans le bassin de Valréas, nous avons appelés sables de Chantemerle et molasse détritique verdâtre. Il convient en effet de distinguer dans le bassin de Crest deux types de sédimentation déritique.

a) *Faciès sablo-marneux fins*. Le premier type n'a rien de bien nouveau : ce sont des sables marneux souvent assez fins, gris jaunâtre, moins glauconieux toutefois qu'à Chantemerle, à stratification entrecroisée fréquente, diffuse dans la masse. Leur épaisseur est de 10 à 18 m. Ils ne tendent guère vers un type plus marneux, mais peuvent par contre contenir une fraction déritique plus importante. On les observe bien aux Berthouins (R. D. 26), à Crest où l'on peut les définir, et de façon plus partagée, vers le N, de Vaunaveys à Barcelonne, dans les affleurements subverticaux situés au pied des contre-forts sud-ouest du Vercors.

Ce faciès relaie en somme vers l'E la sédimentation marneuse de la Grenette, à partir de la région d'Autichamp. Là, sous le village même, on peut observer un faciès intermédiaire de marne déritique molassique verdâtre, plus ou moins consolidée et à bancs tendres fossilifères, identique à la molasse déritique intermédiaire de la colline de Saint-Restitut.

Un autre faciès intermédiaire, mais très largement répandu dans le bassin de Crest, est celui que l'on peut définir au lieu dit *Fort-les-Coquilles*, à quelques kilomètres au SW de La Roche-sur-Grane. Là repose, en lambeaux isolés sur le calcaire aquitanien perforé, une *marne jaune très zoogène*, très riche en débris de Pectens, d'Huîtres et de Bryozoaires ; elle est assez *déritique* et renferme souvent de petits galets de silex verdis (6 m). Le faciès peut localement se consolider, dans ce gisement, en une véritable lumachelle. Ce sédiment, de nature littorale, s'observe égale-

ment à la base de la marne au S de Grane et à l'E d'Autichamp. On le retrouve, plus déritique, dans un lambeau méridional, le long de la D. 26, au N immédiat du village d'Auriples. Enfin, à la base des sables marneux de Crest, on l'observe fréquemment, souvent mêlé à quelques

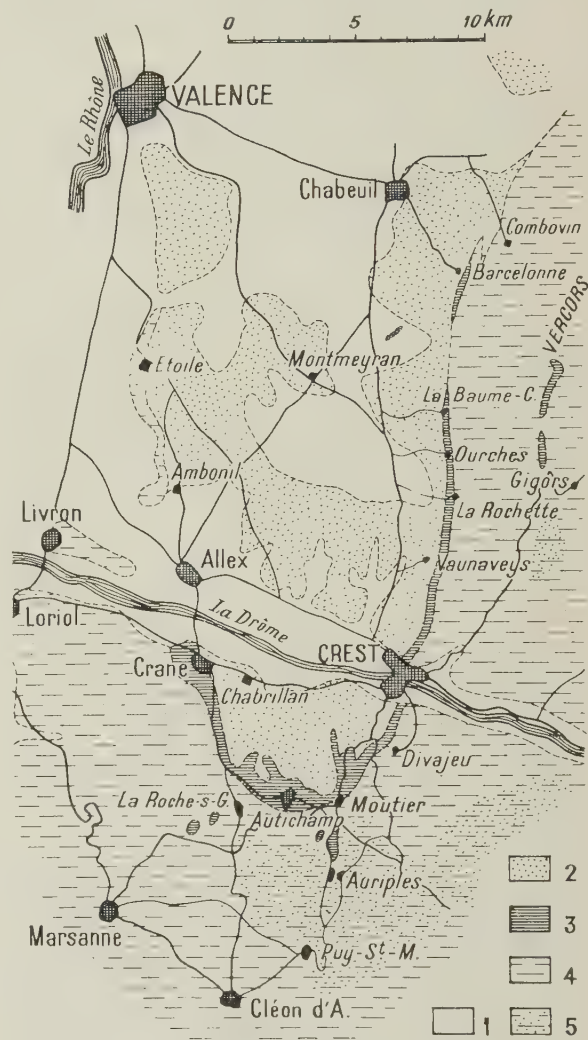


FIG. 1. — Carte générale.

1 : Quaternaire et Pliocène ; 2 : Vindobonien ; 3 : Burdigalien ; 4 : substratum marno-calcaire ; 5 : substratum déritique.

galets verdis : à Divajeu, à Crest, à La Baume-Cornillane et jusqu'à Barcelonne. En ce dernier point, il représente seul le Burdigalien. Son épaisseur varie de 1,5 à 4 m.

Il est intéressant de remarquer maintenant que, parallèlement à ce que nous avons observé pour les caractères de la sédimentation du Bur-

digalien dans le bassin de Valréas, le même déterminisme se retrouve dans le bassin de Crest. Le Burdigalien repose à l'W d'Autichamp sur un substratum de calcaires aquitaniens ; ceux-ci sont, soit largement horizontaux, soit, à l'W de La Roche-sur-Grane, soulevés par les hauteurs aptiennes des calcaires massifs de Marsanne. Dans toute cette région, le Burdigalien, avons-nous vu, est marneux (cf. la coupe générale). Par contre, vers l'E, à partir d'Autichamp, les calcaires aquitaniens sont redressés, laissant affleurer rapidement les marnes sous-jacentes, et, en dessous, le Crétacé, avec les faciès détritiques de l'Albien et du Cénomaniens. Dans cette région, avons-nous vu, le Burdigalien est sablo-marneux.

C'est en ce point, à l'E immédiat d'Autichamp, qu'on a la marque du passage des communications marines avec le S ; le lambeau d'Auriples, en effet, repose, non plus sur les calcaires aquitaniens, mais déjà sur l'extrémité sud-est des marnes sous-jacentes, presque à la limite du Crétacé moyen détritique. Il conviendrait d'ailleurs de rechercher systématiquement vers le S les lambeaux de Burdigalien détritique éventuels ; peut-être confondus, en surface, avec leur substratum de Crétacé moyen lithologiquement analogue, ils feraient le jalon avec les lambeaux disséminés dans la plaine de Cléon d'Andran. Le plus proche, près de Charols, n'est qu'à 10-12 km de celui d'Auriples, et repose, comme tous ceux dispersés entre Bonlieu et Puygiron, sur la base du Crétacé moyen.

De toute façon, il y a un lien de cause à effet entre l'apparition à l'E d'Autichamp du faciès détritique dans le Burdigalien et sa venue transgressive par le S, par cette région même, avec discordance directe sur le Crétacé détritique.

b) *Faciès sableux grossiers*. Ce résultat est lui-même confirmé par un autre ordre de fait, à savoir l'existence d'un second faciès détritique dans le Burdigalien, dont les caractères et les rapports sont différents du précédent.

On observe en effet, au lieu dit *Moutier*, sur la R. D. 26, à l'endroit où la route qui montait depuis Crest redescend vers Cléon-d'Andran, un type de sédimentation nouveau. Ce sont des *sables très grossiers, blancs ou grisâtres*, irrégulièrement consolidés. Leur granulométrie est très hétérogène : ils renferment de gros grains et même de petits cailloux usés de quartz, analogues à ceux que l'on trouve dans les sables continentaux de l'Éocène inférieur ; ils contiennent aussi une fraction marneuse argileuse non négligeable. Ils sont peu glauconieux, et très peu zoogènes, voire pas du tout. Leur stratification entrecroisée est très marquée ; l'inclinaison des lits détritiques

est en général nettement orientée vers le NNW. Ils affleurent largement dans les environs de Moutier, où ils sont même exploités en quelques carrières.

Leur épaisseur peut atteindre 35 m. Ils apparaissent subitement dans le Burdigalien à Moutier, 300 m à l'W de la route, envahissant tout l'étage et passant latéralement en quelques dizaines de mètres aux marnes de la Grenette. La partie supérieure du Burdigalien, que nous verrons être plus calcaire, se charge même brusquement de fraction sableuse grossière jusqu'à devenir une molasse gréseuse. Ces sables reposent directement sur les calcaires aquitaniens.

Déjà à Autichamp, on peut observer localement le sommet du Burdigalien devenir sur quelques mètres grossièrement détritique. L'irruption des sables grossiers de Moutier disparaît au NE vers les Berthouins, où la base des « sables marneux de Crest » est cependant nettement grossière. Vers le NW, dans le vallon qui descend du hameau de Porteronds, affleure de nouveau la moitié supérieure du Burdigalien : au pied de la colline Montagnat, on retrouve l'extrémité de ce faciès détritique grossier blanchâtre. Les sables gréseux blancs grossiers de Moutier semblent donc correspondre à un étalage local, très détritique, de provenance sud, dans le Burdigalien.

Plus loin, à Divajeu, notamment contre la colline cotée 393, on retrouve une nouvelle invasion de ce faciès grossier : dans la moitié supérieure de l'étage surtout, des grès grossiers, plus ou moins friables, quelquefois teintés de noir, remplacent les faciès habituels. Une autre passée de sables blancs grossiers s'observe bien, dans la région nord-est, à Vaunaveys, à la base sur 3-5 m ; à Ourches, à 10 km au N de Crest, ils envahissent tout l'étage sur 22 m d'épaisseur.

Ces venues très détritiques, azoïques, diffèrent des faciès sableux du Burdigalien de la vallée du Rhône, et c'est la première fois, en remontant vers le N du bas Dauphiné, que nous les rencontrons. Il convient de remarquer qu'elles se produisent dans toute l'épaisseur du Burdigalien, puisqu'on les observe soit à la base, soit au sommet, soit l'envahissant complètement.

Étant donné les caractères pétrographiques, et la direction marquée S-N de ces sables de Moutier, quelles peuvent être les formations qui les auraient alimentés ? Il est possible, vu leur aspect, que les sables de l'Éocène inférieur aient été remaniés à leur profit, mais ces derniers n'affleurent guère dans la région (à moins que cela précisément n'explique leur absence) : on ne les retrouve plus loin vers l'E qu'au cœur de

l'auge synclinale de la forêt de Saou, où ils reposent sur le Crétacé supérieur. Par contre les sables de Moutier paraissent provenir en droite ligne des affleurements de grès friable blanchâtre situés de part et d'autre du village d'Auriples (D. 26, D. 9), notamment ceux constituant la colline cotée 493 : le Cénomanién supérieur y présente localement un faciès détritique très marqué et assez épais. Or nous avons vu tout

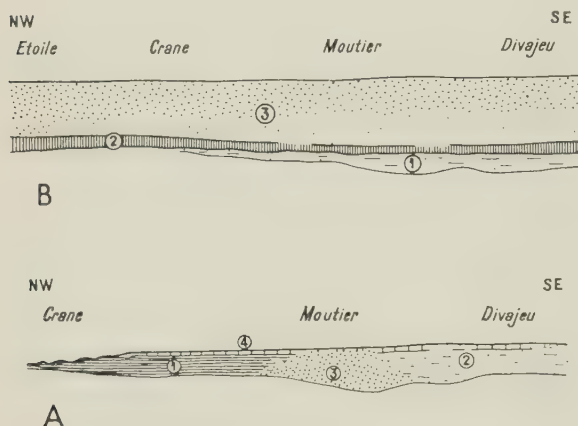


FIG. 2. — Coupes schématiques des faciès miocènes du bassin de Crest.

A : *Burdigalien*. 1 : marnes de la Grenette ; 2 : sables marneux du Crest ; 3 : sables grossiers de Moutier ; 4 : molasse calcaire.

B : *Vindobonien*. 1 : sables et grès à grandes Huîtres ; 2 : grès de Grane ; 3 : sables et grès stériles.

à l'heure que c'est précisément dans cette région que passait la mer burdigalienne transgressive venant du Sud : avant d'aborder le haut-fond formé par la plate-forme des calcaires lacustres aquitaniens, elle passait en discordance sur les terrains du Crétacé moyen : l'Albien (sables fins glauconieux largement répandus) serait la cause, par remaniement vers le large, de la sédimentation semi-détritique générale des sables marneux de Crest ; le Cénomanién, localement grossier, répondrait de l'irruption locale des sables blancs grossiers de Moutier.

3. LE FACIÈS CALCAIRE. — Le faciès calcaire du Burdigalien s'observe bien en un vaste domaine d'Autichamp à Grane, ainsi qu'en deux points, Divajeu et Crest, au-dessus des faciès précédents. Il n'a pas l'aspect compact et homogène des calcaires zoogènes à Bryozoaires du bassin de Valréas. Ce sont des *calcaires marneux* peu épais (4 à 8 m), hétérogènes, souvent détritiques (« molasse calcaire »), et légèrement

zoogènes. De Grane à Autichamp, ils se présentent sous forme d'un banc de 3 à 6 m de molasse calcaire à moules de *Lamellibranches* où, localement, se mêlent des passées de molasse plus détritique et plus ou moins meuble, passant aux faciès sablo-marneux.

Déjà mêlés à Autichamp aux sables de Moutier, ces derniers envahissent tout le Burdigalien jusqu'aux Berthouins. Là, au-dessus des sables marneux, le faciès calcaire réapparaît, mais encore détritique et peu épais (3-4 m). A Divajeu, l'assise molassique riche en *Pectens* est largement envahie à la base par les sables de Moutier, qui finissent par la remplacer localement ; à Crest, c'est un banc dur calcaire, de 4-5 m d'épaisseur, dont la base plus marneuse est criblée de *Pectens*.

Vers l'W, le faciès calcaire disparaît vers Grane, le Vindobonien recouvrant directement en biseau les marnes de la Grenette.

Vers le NNE on le trouve encore, épais de 4 m et fossilifère, à Vaunaveys, mais il semble qu'il n'existe guère plus loin. Au-delà, le Burdigalien s'observe seulement sous son faciès sablo-marneux, dont celui de Fort-les-Coquilles, mêlé localement aux sables de Moutier. Et il s'amincit progressivement vers le N.

Dans l'ensemble du bassin de Crest, la molasse calcaire est mêlée irrégulièrement, à la partie supérieure, de marnes et de sables marneux intermédiaires, en transition avec les premiers dépôts vindoboniens.

4. RÉPARTITION GÉNÉRALE DE CES FACIÈS. — Nous voyons donc que, comme pour le Burdigalien du bassin de Valréas, les faciès de cet étage dans le bassin de Crest, encore plus variés, ne peuvent se séparer en deux sous-étages distincts successivement transgressifs. S'il convient de remarquer que la sédimentation calcaire tend à prédominer pareillement à la fin de cette période, on ne saurait néanmoins, vu les passages latéraux qu'elle présente, en faire un niveau stratigraphique. Et dans cette région aussi, les conditions lithologiques et structurales que crée le substratum apparaissent comme un facteur important réglant les variations de faciès du Burdigalien. Il n'est pas jusqu'au faciès détritico des sables de Moutier qui, pouvant envahir toute l'épaisseur de l'étage, n'en montre l'unité manifeste.

L'extension du Burdigalien vers l'W semble bien ne pas dépasser beaucoup Grane ; vers le N, dans la région d'Ambonil, on ne retrouve pas de formations qui lui soient attribuables. Vers le NE, les niveaux très réduits encore observables

à Barcelonne paraissent bien être les plus septentrionaux du Burdigalien de la plaine molassique rhodanienne. En l'absence de documents par sondage entre ces deux points, on peut donc admettre que la limite nord-ouest des faciès burdigaliens correspond à peu près à une ligne Allex-Barcelonne.

5. ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE. — La faune, à la fois moins abondante et moins variée que dans le bassin de Valréas, subit de plus les conséquences de l'extrême variabilité des faciès de cette région.

Il convient de noter, tout d'abord, le cachet particulier de la faune des marnes jaunes grossières de Fort-les-Coquilles ; dans la majorité des gisements précités, on rencontre en abondance *Chlamys rotundata*, dont les débris forment parfois un véritable falun ; elle est accompagnée d'*Ostrea granensis*, et, surtout à Crest, d'*Anomia costata*. Ainsi que l'avait déjà fait remarquer D. Mongin [1948], ces caractères paléontologiques et sédimentologiques ne se rencontrent, au Burdigalien, que dans la Trévaresse (au S de la basse Durance), à Vence (Alpes-Maritimes) et, dans le bassin de Montpellier. Cela prouve combien les migrations de faune peuvent s'effectuer sur de grandes distances sans laisser de traces de leur passage, sinon dans quelques stations où les conditions physiques et biologiques locales créaient un isolement favorable.

D'autres formes, plus rares, accompagnent le cortège faunique réduit de ce faciès. *Gigantopecten tournali* a été trouvé à l'état fragmentaire, et de petite taille, par Fontannes ; cette espèce est citée par lui comme de celles caractéristiques de la molasse marno-calcaire du bassin de Valréas ; mais on la trouve dans le Languedoc dès la base sablo-gréseuse de l'étage, et je l'ai trouvée dans la molasse sableuse verdâtre près de Saint-Restitut. Deux autres sont également citées : *Pecten justianus*, qui n'est autre qu'une des variétés de *Chlamys multistriata*, de répartition verticale très large ; et *Pecten pavonaceus* (= *Chl. pavonacea*), qui, je le rappelle, est cité par Combaluzier [1932] en un point des Bouches-du-Rhône dans son Burdigalien « supérieur ». On ne retrouve donc pas, vues les restrictions précédentes, d'es-

pèces caractéristiques d'un « niveau stratigraphique inférieur du Burdigalien » (Burdigalien moyen des auteurs), et il en est bien de même que dans le bassin de Valréas : à partir du moment où il n'y a plus de raisons stratigraphiques valables de rechercher coûte que coûte des fossiles de « niveau », il est normal de constater que le changement des conditions générales du milieu s'accompagne d'une modification des espèces habituelles de ces formations...

L'essentiel de la faune se trouve localisé dans les faciès de molasse calcaire : Huîtres, Pectens, nombreux Lamellibranches en moules internes (*Pectunculus*, *Tapes*, *Panopea*), rares Gastéropodes (*Ficula condita*). Le Pecten de beaucoup le plus abondant (gisement de Crest) est une espèce voisine, à caractères atténués, de *P. subbenedictus* : *P. paulensis* ; l'espèce type *P. subbenedictus*, ainsi que sa forme contractée *P. lychnulus*, est très rare. Or *Pecten paulensis* se rencontre dans le bassin de Valréas dès les faciès détritiques de la base de cet étage du Burdigalien, avant de devenir abondant dans les faciès marno-calcaires. *Pecten subbenedictus* lui-même, défini comme un des fossiles caractéristiques du « sous-étage burdigalien calcaire », se rencontre aussi, en certains points de la vallée du Rhône, dans les faciès détritiques de la base.

On trouve également, dans les bancs calcaires, mais beaucoup moins fréquemment, *Chlamys praescatriuscula* ; mais, à la suite de Fontannes, il convient de remarquer que les formes rencontrées dans le bassin de Crest s'éloignent quelque peu du type pour se rapprocher de *Chl. camaretens*, espèce de l'Helvétien inférieur du bassin de Valréas. Nous avons déjà fait la remarque que cette espèce, considérée comme tout à fait caractéristique du « Burdigalien supérieur » qu'elle revenait pratiquement à définir, se rencontre dans la molasse déritique inférieure à Saint-Restitut, et dès le Chattien dans le Vicentin [Venzo, 1937, p. 157].

L'examen de la faune du Burdigalien du bassin de Crest confirme donc l'étude des variations latérales des faciès de cet étage, et montre qu'au point de vue stratigraphique, il forme dans cette région un cycle sédimentaire hétérogène mais unique, correspondant à une seule phase de la transgression marine.

II. Le Vindobonien.

Les faciès de cet étage sont beaucoup moins variés, beaucoup plus épais, et beaucoup moins fossilifères que ceux du Burdigalien. Leur épaisseur, qui est difficile à juger, doit atteindre facilement 150 m, peut-être même 200.

12 novembre 1959.

Dans cette série relativement monotone, on peut distinguer trois ensembles.

1. SABLES ET GRÈS MARNEUX A GRANDES HUÎTRES. — Ces faciès sont encore assez variés.

Bull. Soc. Géol. Fr. (7), I. — 7

Dans leur ensemble, ce sont des sables marneux, plus ou moins fins, de teinte jaunâtre ou gris-ocre clair. Ils contiennent quelquefois de petites plaquettes, irrégulièrement litées, de marne blanche. Près des Berthouins, ces sables fins marneux sont micacés et, sur quelques mètres, bleutés. En d'autres points, et plutôt à la partie supérieure, certains bancs, de façon variable, sont plus grossiers et plus ferrugineux. Dans l'ensemble de la formation, la grésification est irrégulière.

Ils renferment *Ostrea crassissima* et *O. gignensis*, qui sont surtout abondamment localisées en bancs dans la partie supérieure de la formation. La première espèce est très variable de taille et de forme. La seconde pourrait bien n'être qu'une variété de la première ; d'après Fontannes, elle semblerait plus abondante à la base.

Ces faciès contiennent localement à la base des bancs peu épais et discontinus de molasse ou de calcaire marneux, moins détritiques et plus compacts ; ces derniers sont fossilifères en certains points : Crest, Autichamp, 2 km SE de Grane ; on y rencontre, avec les Huîtres, des Bryozoaires, des traces et des moules internes de Lamellibranches (*Panopea*), des débris d'*Amphiope* (Crest), et des Balanes. Fontannes y signale *Mytilus suzensis*. La faune de ce faciès est donc très limitée ; ce caractère, la présence des grandes Huîtres, l'absence de *Pecten subbenedictus* et *Chl. praescabriuscula* le distinguent ainsi dans la région des faciès de molasse calcaire de la partie supérieure du Burdigalien. Toutefois, il importe de remarquer qu'il résulte d'une certaine persistance locale des conditions sédimentologiques de ce dernier.

Par leur partie inférieure, les sables à Huîtres sont envahis par un faciès de sables et grès blancs grossiers plus ou moins marneux, semblables aux sables de Moutier. On les observe très minces à Autichamp, mais beaucoup plus épais (30 m) à Divajeu ; on les retrouve à La Baume-Cornillane (5 m). Ils sont la plupart du temps stériles, sauf parfois des *Ostrea crassissima*, et se mêlent latéralement aux faciès sableux habituels. Ils paraissent indépendants des larges irrptions que font les sables de Moutier au sein du Burdigalien, mais sont une fois encore la preuve de la persistance, à la limite des deux étages, des conditions et des caractères de la sédimentation.

Ces sables à *Ostrea crassissima* sont présents partout dans le bassin de Crest, mais d'épaisseur variable. Mal caractérisés vers le NE, à Barcelonne, on les trouve par contre un peu plus au S, ainsi qu'à La Baume-Cornillane (5 m). Déjà épais à La Rochette, ils atteignent 40 m à Crest,

et épaissis par les sables blancs, dans les 60 m à Divajeu. Puis leur épaisseur diminue vers Moutier, et, à Autichamp, ils semblent n'avoir que 15-20 m. A Grane, ils sont présents sous forme d'un conglomérat de galets de roches locales, verdis et perforés, épais de 5 m, fossilifère, et ravinant le Burdigalien inférieur marneux ; le ciment est un grès blanc grossier semblable à celui cité plus haut. On ne retrouve pas plus au N, vers Ambonil, de trace des assises à grandes Huîtres.

L'extension de ce faciès semble donc se calquer sur celle du Burdigalien, quoique en le ravinant aux deux extrémités, surtout dans la région de Grane. Le maximum de dépôt s'observe pareillement dans la région de Divajeu-Autichamp, peut-être même un peu plus à l'E : à cette époque l'axe du chenal marin périalpin passait donc dans cette région, comme au Burdigalien.

2. GRÈS DE GRANE. — Dans la plus grande partie du bassin de Crest, on observe, au-dessus des sables et grès à grandes Huîtres, mais de façon disséminée, des grès stratifiés, peu épais, de lithologie assez caractéristique. Ils avaient déjà été remarqués et décrits par Fontannes sous le nom de grès, ou « roche » de Grane. Les bancs de grès de quelques décimètres, compacts, gris ou tachetés, sont séparés par de minces lits de sable fin. Le grès est zoogène, mais les organismes sont brisés et roulés en fragments indéterminables ; ce sont surtout des Bryozoaires.

Ce faciès s'observe au NE, à Barcelonne et à La Baume-Cornillane, sur 5 m ; il ne paraît pas être bien différencié à Crest, mais on le retrouve au N d'Autichamp dans les plateaux en direction de Chabrillan (5 m). Dans la région de Grane, il est bien caractérisé (6 à 8 m). Poursuivant son extension vers le NNW, on le retrouve au N de la Drôme, près d'Étoile, affleurant largement ; il constitue les murets de la région et montre les mêmes caractères pétrographiques. A Étoile, sa position stratigraphique paraît bien être en superposition directe à un Oligocène marno-sableux et conglomératique ; cette observation rejoint celles faites précédemment et concorde avec l'absence en affleurements des couches à grandes Huîtres et du Burdigalien, dans cette région.

Il est difficile de se rendre compte des relations exactes de ces deux faciès vindoboniens, couches à grandes Huîtres et grès de Grane : superposition et disparition de la première vers le NNW ; ou passage latéral de la première à la seconde vers le NNW. De toute façon, il y a un

décalage vers le NW de ces formations vindoboniennes, dans le temps et dans l'espace, affirmant nettement la tendance timidement esquissée à la base de cet étage.

3. SABLES ET GRÈS STÉRILES. — Le reste du Vindobonien est représenté par une grande épaisseur de sables et de grès, à peu près complètement azoïques, très monotones, couvrant de grandes surfaces. Fontannes les avait appelés « sables et grès à *Terebratulina calathiscus* » ; mais cette petite espèce de Brachiopode est rarissime : on ne la trouve guère qu'en un point près de La Rochette. Aussi, pour l'instant, je leur donne provisoirement la dénomination, négative mais expressive, de *sables et grès stériles vindoboniens*. Il est très rare d'y trouver des débris de Pectens et même de Bryozoaires, comme cela se rencontrait plus au S dans le bassin de Valréas.

Leur épaisseur est de 100 à 150 m, mais il est difficile de l'estimer exactement, encore plus d'en juger les variations. On les observe bien au pied du Vercors méridional, formant les collines au relief mou de la « plaine molassique », ainsi que les hauteurs au N d'Autichamp et en allant vers Chabrillan. Ce sont les « safres » miocènes.

Il semble que la moitié inférieure, comme l'avait déjà fait observer Fontannes, soit constituée de sables marneux fins et grisâtres ; et que la moitié supérieure soit plus grossière, à l'état meuble ou consolidé, et localement ferrugineuse. A la partie tout à fait supérieure, dans la région de Chabrillan, on rencontre des plaques de grès à tacnes roussâtres (grès varioleux).

Il conviendrait de voir comment les deux faciès de ces sables et grès stériles passent aux sables de la région molassique du N de la basse Isère, en particulier aux sables de Saint-Fons. J'en reprendrai l'étude prochainement, en relation avec les faciès du Royans et du Vercors. Il semble bien établi que c'est la partie supérieure des « sables stériles » du bassin de Crest, qui, avec son faciès grossier, plus ou moins roussâtre, passe aux faciès plus nordiques des sables de la plaine molassique de Saint-Fons. De toute façon, on assiste au même phénomène que dans le Royans [Giot, 1944], où l'on voit ces « sables stériles » de la moitié supérieure du Vindobonien recouvrir directement vers l'W, au-delà de l'extension du Burdigalien et du Vindobonien inférieur, l'Aquitaniens et le Stampien, et franchir l'anticlinal de Saint-Nazaire-en-Royans pour se répandre largement dans le bas Dauphiné. A la vérité, il apparaît dès maintenant que la transgression du Vindobonien supérieur en direction du bas Dauphiné et du Lyonnais se soit affectée au moins autant par le N du « bassin de Crest », largement ouvert, que par ce seuil de Saint-Nazaire-en-Royans. Elle aurait même débuté plus tôt dans la région nord de Grane que dans la partie ouest du Royans : au-delà d'un conglomérat local à grandes Huîtres, ravinant déjà le Burdigalien, l'extension des sables et grès de Grane eux-mêmes s'avance en effet jusque dans la région de Valence. Ensuite seulement les sables et grès stériles du Vindobonien supérieur généralisent la transgression vers le Lyonnais.

Conclusion.

Le « bassin de Crest » se présente donc, au Miocène, comme une région intermédiaire en ce qui concerne les formations marines du sillon périalpin. On y observe, par rapport aux domaines méridionaux, des variations intéressantes à deux points de vue : changements de faciès, tendances paléogéographiques.

La distinction d'un étage burdigalien et d'un étage vindobonien est assez nette, tant au point de vue des faciès qu'au point de vue de la faune. On remarquera toutefois, à la limite de ces deux étages, une certaine persistance dans les conditions locales de sédimentation (faciès détritiques grossiers, faciès calcaires), rendant en certains points la distinction difficile et arbitraire sur le terrain ; toutefois dans les faciès marno-calcaires on pourra se rabattre alors sur la disparition de *Pecten subbenedictus* et *Chlamys praes-*

cabriuscula, et l'apparition des grandes Huîtres, d'un étage à l'autre ; mais ce critère paléontologique est peut-être plus une commodité stratigraphique qu'un argument définitif.

Comme dans le Comtat, le Burdigalien n'est pas dissociable en deux niveaux qui correspondraient à deux sous-étages éventuels. Il forme un cycle sédimentaire unique, et assez peu épais (maximum 40 m). Il est très variable dans le détail, et les faciès deviennent moins nets et sensiblement différents par rapport à ceux des régions plus méridionales ; mais les influences lithologiques et structurales du substratum restent importantes. Il renferme des passées de sables blancs grossiers annonçant les faciès détritiques grossiers fréquents dans le Vercors. De même, la faune est moins riche et quelque peu différente.

Ces observations mettent en cause l'opinion, uniquement basée dans cette région sur les prétendus « Pectens de niveaux », selon laquelle le « Burdigalien inférieur »² ne dépasserait pas, vers le NNE, le bassin de Crest, tandis que le « Burdigalien supérieur », en une seconde phase de la transgression, le déborderait et s'étendrait seul en direction des chaînes subalpines et de la Suisse. Il convient de remarquer toutefois que la transgression ne s'est vraisemblablement pas effectuée instantanément, et que, surtout dans le cas d'une avancée marine en un bras de mer allongée (« sillon » périalpin), l'invasion a forcément été plus tardive à Grenoble qu'à Crest, à Crest qu'à Avignon...

Quant au Vindobonien, ses caractères deviennent plus fondus, sa faune beaucoup moins riche, les niveaux de marne ou de molasse beaucoup plus rares que plus au S. Mais, à ces diffé-

rences près, l'ensemble de ses faciès, dont l'épaisseur reste grande (200 m), n'a pas considérablement varié; et l'étage garde son caractère de monotone sédimentation de comblement, s'opposant à celle, plus mince et plus changeante, davantage fonction des remaniements, du Burdigalien.

Toutefois une évolution paléogéographique assez nette marque ce Vindobonien. Si sa base est encore liée d'assez près au Burdigalien, ensuite et essentiellement dans sa moitié supérieure, apparaît, à partir de l'extension générale de cette mer miocène en direction du NNE vers les chaînes subalpines, un étalage progressif en direction du Lyonnais.

2. En fait « Burdigalien moyen »; car il apparaît définitivement établi que le « Burdigalien inférieur *stricto sensu* » n'existe que tout à fait au S, dans la région de Sausset-la-Couronne, sur les rivages de la chaîne de la Nerthe.

Bibliographie.

- COMBALUZIER Ch. (1932). — Le Miocène de Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXV, n° 182.
- DEMARCO G. (1958). — Observations sur le Burdigalien du bassin de Valréas (Drôme-Vaucluse). *Ibid.*, C. R. Coll. Camp. 1958, t. LVI, n° 258.
- (1959). — *Id.* (Résumé). *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 125-128.
- DEPÉRET Ch. (1893). — Sur la classification et le parallélisme du système miocène. *B. S. G. F.*, (3), XXI, p. 170.
- (1876). — Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Lyon, Georg et C^{ie}, 8 fasc.
- GIOT P.-R. (1944). — Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XXIV, p. 49.
- MONGIN D. (1948). — Revision stratigraphique du Burdigalien de Basse-Provence. Thèse, Marseille.
- VENZO S. (1937). — La fauna cattiana delle glauconie bellunesi. *Mem. Ist. geol. Univ. Padova*, vol. XIII.

Observations sur la tectonique de la partie sud-ouest du massif du Mont-Blanc

par Paul GIDON¹.

Sommaire. — Les observations faites dans la haute vallée du Bon Nant semblent montrer l'existence de klippes plus nombreuses qu'il n'était jusqu'ici admis. Elles révèlent, à la base du massif de Tré-la-Tête et du Mont-Tondu, une tectonique cassante, en écaillés superposées d'E en W et probablement dépourvue de grands accidents verticaux.

Nos idées sur la structure du massif du Mont-Blanc ont très sensiblement évolué depuis les travaux d'E. Ritter. Mon intention n'est pas d'ouvrir une controverse sur les interprétations tectoniques diverses qui ont été formulées. Nos connaissances me paraissent encore trop incertaines pour qu'une telle controverse puisse être constructive. Je me contenterai ici d'exposer les résultats de mes observations et les idées qu'elles m'ont suggérées, sans envisager de discuter les idées des géologues qui m'ont précédé dans cette étude.

Mes recherches, au cours des deux dernières années, ont porté sur les deux rives de la vallée du Bon Nant, en amont de Notre-Dame-de-la-Gorge.

RIVE GAUCHE DU BON NANT. — La question de la klippe de Roselette ne peut donner lieu à aucune observation nouvelle.

Un affleurement de schistes cristallins, sur le plateau du Plan de Fenêtre, s'étend vers l'W jusqu'à 200 m des premiers affleurements cristallins de la klippe de Roselette. Il n'en est séparé que par des éboulis, sauf à ses extrémités sud-ouest et nord-est, où de minces affleurements de calcaires mésozoïques pourraient résulter d'une simple ondulation du substratum de la klippe, dégagé localement par l'érosion. Ce substratum, sur la bordure orientale de l'affleurement cristallin, est formé de calcaires identiques à ceux qui supportent l'extrémité septentrionale de la klippe de Roselette. Ils se situent dans le prolongement de ceux-ci et ont le même pendage. Tout suggère donc que la klippe de Roselette et l'affleurement du Plan de Fenêtre appartiennent à une même unité.

Immédiatement à l'E de ces affleurements, et séparée d'eux par des terrains certainement mésozoïques (Trias), une dépression allongée NE-SW passe par les chalets des Prés. On y observe des schistes noirs qui se prolongent et s'étalent dans le grand ravin dominant au SW les chalets de Nant Borrant (ravin du Lancher). Dans ce ravin s'intercalent dans les schistes des lits de grès quartziteux. L'ensemble suggère le Houiller, mais il est impossible d'être affirmatif à ce sujet.

Au-dessous des chalets des Prés, à faible distance vers l'E, on peut noter l'existence d'une longue et large bande de terrain, constituée uniquement de blocs, souvent énormes, de roches cristallines, empilées sans aucun liant. Il me paraît impossible que ce soient là des éboulis provenant de l'aiguille de Roselette : outre qu'elle en diffère au point de vue pétrographique, cette bande de terrain est séparée des affleurements de Roselette par le Plan de Fenêtre, déprimé et large de 1 km ; par contre, elle se situe au bord oriental de ce Plan, elle constitue l'arête le séparant des pentes abruptes qui descendent vers le Bon Nant, dont elle forme la partie supérieure. Des éboulis capables de traverser le Plan de Fenêtre ne se seraient pas arrêtés à la partie supérieure d'un versant aussi abrupt.

Il est impossible d'y voir un dépôt glaciaire, car d'une part cet affleurement n'a pas la structure d'une moraine, d'autre part sa situation, en rive gauche de la vallée, n'aurait permis à un glacier que d'y déposer des matériaux surtout sédimentaires, provenant des Roches Franches

1. Note présentée à la séance du 16 mars 1959.

ou de l'aiguille de la Penaz, avec de rares éléments cristallins.

Nous voyons là un affleurement de roches cristallines en place, transformées en chaos par les actions subaériennes. La situation anormale de cet affleurement, coïncé entre les terrains mésozoïques du Plan de Fenêtre et ceux de la vallée du Bon Nant, pose un difficile problème. Toutefois, il semble bien que le Mésozoïque sous-jacent à la klippe de Roselette soit charrié. Dès lors, cet affleurement cristallin pourrait représenter une partie de son substratum originel, charrié avec lui. Comme nous allons le voir, les observations que j'ai pu faire plus au N, dans le ravin du Nant de l'Arête qui aboutit au Bon Nant en face de la Sainte-Chapelle, semblent bien justifier cette interprétation.

Notons d'abord l'existence, à 300 m à l'W du chalet de Nant Borrant, d'une masse de schistes cristallins brisés, tout à fait analogues à ceux des chalets des Prés, mais toutefois associés à une faible proportion de calcaires. Ces derniers proviennent, à l'évidence, de la base de l'aiguille de Roselette, qui a donné dans le ravin du Lancher, et surtout sur sa rive gauche, une large coulée d'éboulis. La rareté relative des blocs calcaires, au milieu d'un chaos de blocs cristallins situé dans le prolongement et au N de l'affleurement analogue des chalets des Prés, rend cet affleurement, et pour les mêmes raisons, justiciable de la même interprétation.

Le Nant de l'Arête prend sa source au-dessous et à l'E de Montjoie (point coté 1875 m I. G. N.). Il s'écoule d'abord au NE puis, arrivé à 300 m de son confluent avec le Non Nant, il oblique à l'ESE par un coude brusque, qui l'amène en face de la Sainte-Chapelle.

En remontant la rive gauche du Bon Nant sur 200 m en amont de la Sainte-Chapelle, on peut voir, sur la rive droite, au bord même de l'entaille d'érosion qu'a creusée ce torrent, c'est-à-dire à quelque 40 m au-dessus de lui, un petit affleurement de dolomies triasiques. Ce minuscule lambeau est perché sur un substratum de schistes cristallins, et plonge à l'W avec un pendage de 30 à 35°. Ce plongement amène son prolongement à coïncider, sur la rive gauche, avec un affleurement bien plus important de dolomies et cargneules, qui montre le même pendage ouest, et repose, un peu plus en amont, sur les mêmes schistes cristallins.

Ce dernier affleurement se prolonge vers le N, jusqu'à l'entrée aval du ravin du Nant de l'Arête. Il est en contact vers le haut, c'est-à-dire à l'W, avec un affleurement de schistes cristallins différents de ceux de son substratum, mais des ébou-

lis masquent ce contact au point où il serait le plus intéressant à observer : la coupe naturelle à peu près normale aux affleurements que constitue la partie aval du ravin. Il est donc impossible de voir les rapports de situation qui s'établissent là entre le Trias de couverture du massif cristallin et les schistes cristallins du Nant de l'Arête.

Par contre, le prolongement sud de l'affleurement triasique a un contour qui s'infléchit vers l'W, à la traversée du thalweg que suit le petit torrent provenant de La Chenalette. On peut s'assurer que son pendage ouest y reste invariable jusqu'à sa disparition en profondeur, qui ne se produit qu'après que cette lame synclinale se soit enrichie d'une série mésozoïque superposée à elle. Celle-ci se prolonge de façon pratiquement continue vers le S, pour se terminer entre les chalets de Nant Borrant et le chaos cristallin déjà signalé. Enfin, cette inflexion vers l'W de l'affleurement sédimentaire implique, et ceci est conforme à son pendage, le prolongement de cet affleurement sous l'affleurement de schistes cristallins du Nant de l'Arête (série satinée migmatisée de Cl. Bordet).

En remontant le Nant de l'Arête, on traverse d'abord cette série satinée, jusqu'au brusque tournant où il prend une direction sud-ouest. Une masse d'éboulis à blocs énormes cache les affleurements à ce tournant. Néanmoins j'ai pu constater, grâce à l'érosion du torrent qui a creusé sous les plus gros blocs, que cette série satinée, à pendage ouest subvertical en ce point, se termine là par l'apparition de lits centimétriques d'abord, de schistes noirs tachant fortement les doigts, et que j'avais pris pour des schistes carburés. Mais sur l'épaisseur de 1 m que l'on peut observer de cette formation, ces lits noirs deviennent peu à peu plus épais et passent finalement à des couches d'une dizaine de centimètres de puissance, de calcaires noirs, schistoïdes, nullement métamorphiques. Nous atteignons donc là l'extrême sommet des formations métamorphiques, et la disparition des manifestations de ce phénomène, en quelques décimètres, est assez curieuse à noter.

Malgré les difficultés d'accès de la partie amont de ce ravin, d'ailleurs observable à distance sous des angles divers, je l'ai parcouru marteau en main, sur toute sa longueur pour en sortir en remontant ses ravinelements sud (rive droite de la partie amont).

A partir du tournant, une fois franchis les éboulis, le fond du ravin se montre formé de schistes noirs, discordants sur la série satinée qui les domine dans la topographie. Plus haut, à quelque 200 m en amont, ces schistes noirs

n'atteignent plus le fond du ravin, mais constituent les raides et croulantes pentes de la rive droite, jusqu'au cirque terminal sous les sources du Nant. Ils n'atteignent pas toutefois les crêtes mêmes qui limitent le ravin, et sont relayés au sommet des pentes par les dolomies et cargneules du Trias, formant des affleurements de 10 à 20 m

de puissance, discordants à la fois sur les schistes noirs et sur la série satinée.

Ces pentes noires, profondément burinées par l'érosion, sont en fait constituées par une alternance monotone de schistes et de bancs de grès quartziteux, un peu micacés. Ce faciès évoque le Flysch, mais surtout le Houiller, et malgré l'ab-

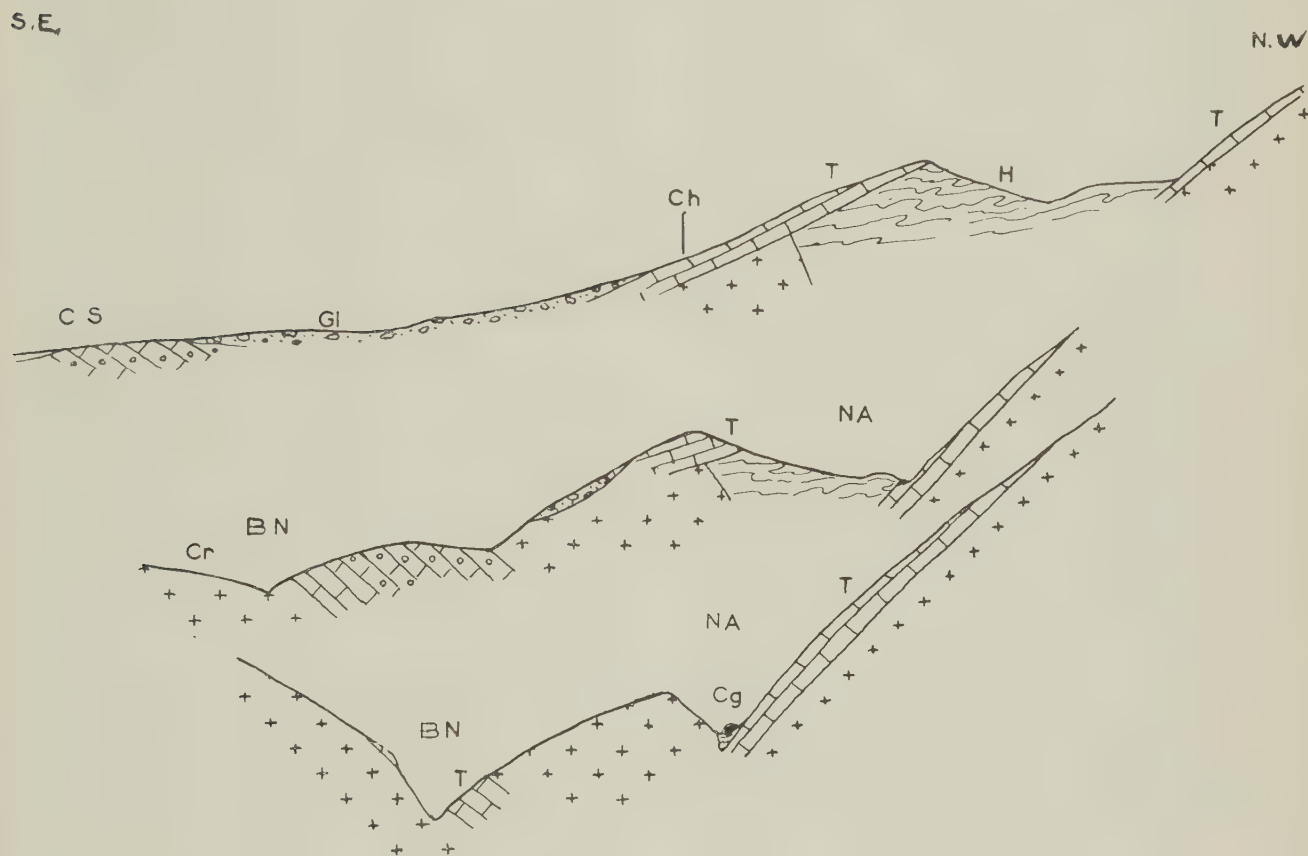


FIG. 1. — Séries de coupes, du Bon Nant (BN) au Nant de l'Arête (NA).

Ch : La Chenalette ; Cr : schistes cristallins ; H : schistes et grès à faciès houiller ; T : Trias ; Cg : Cargneules ; Cs : série mésozoïque ; Gl : moraines.

sence de fossiles, la situation de cette formation, discordante sur la série satinée et recouverte en discordance par le Trias, semble bien indiquer un âge houiller.

Sur la rive gauche, les pentes très abruptes (40 à 45°) du ravin sont constituées par des dalles continues de calcaires dolomitiques à pendage ESE de 40°. Dans la partie moyenne du ravin, une masse chaotique de cargneules a glissé sur ces pentes et est venue former une longue crête sur la rive droite du torrent. Elle contient des blocs de dolomie emballés dans sa masse.

Très haut enfin, au-dessus des affleurements de Trias, au S des chalets de Montjoie, pointe le substratum cristallin de ce Trias.

Ce Trias de la rive gauche disparaît au fond du ravin sous les schistes et grès plissotés que je crois pouvoir attribuer au Houiller. Il n'a aucun rapport avec l'affleurement du Trias qui forme, sur les crêtes de la rive droite dans la région des chalets de la Chenalette, la couverture de la série satinée et du Houiller. Par contre, si on le prolonge par la pensée, il va se raccorder en synclinal avec les couches triasiques de la rive gauche du

Bon Nant. Cette structure est tout à fait analogue à celle qu'on peut observer à la klippe de Roselette, où le massif cristallin repose dans un berceau synclinal mésozoïque charrié. Je pense donc que la meilleure interprétation qu'on puisse donner de ces faits serait de considérer l'ensemble de la série satinée du Houiller et de leur couverture mésozoïque réduite localement au Trias comme une klippe. Glissant dans une dépression synclinale de la bordure ouest du massif de Tré-la-Tête, elle s'y est superposée, au N, sur le Trias, plus au S sur un ensemble mésozoïque. La série de coupes que j'en donne ici résume ces observations et cette interprétation (fig. 1).

Mais il y a plus encore. Le Trias de La Chenallette disparaît au SSW sous une série mésozoïque (calcaire) qui est précisément la série charriée sur laquelle repose la klippe de Roselette. Les schistes satinés du Nant de l'Arête sont dans le prolongement des deux affleurements de schistes cristallins brisés de Nant Borrant et du chalet des Prés. Ils ont, soit avec la série mésozoïque charriée, soit avec la série de couverture autochtone, les mêmes rapports de situation que ces derniers. Malgré leur différence de nature pétrographique, tout concourt à suggérer que nous avons, sur cette rive gauche du Bon Nant, deux klippes superposées : à la base, une klippe du Nant de l'Arête,

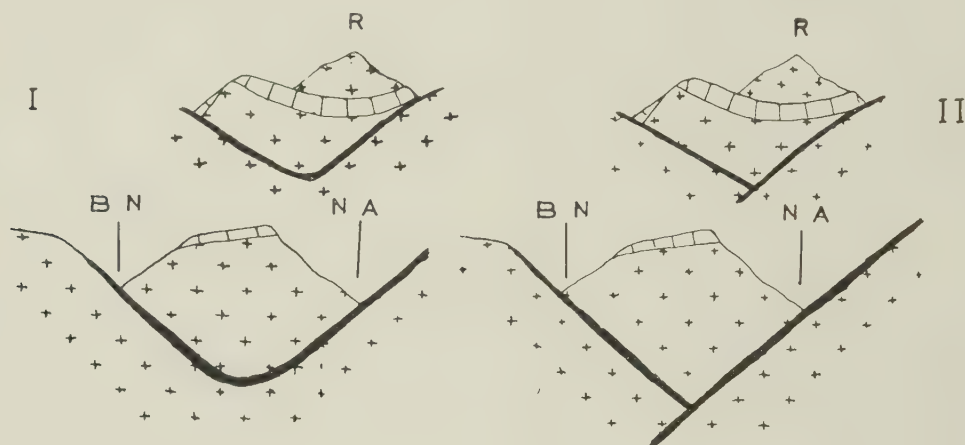


FIG. 2. — Deux interprétations possibles de klippes. I : klippe dans un synclinal souple ; II : klippe dans une dépression résultant d'un chevauchement du socle.

+ + : Terrains antétriasiques ; en noir : couverture mésozoïque à peu près autochtone ; en hachures larges : série mésozoïque charriée avec la klippe inférieure.

A la partie supérieure des deux schémas, R : klippe de Roselette dans ses rapports possibles avec la klippe du Nant de l'arête (fig. inférieures).

supportant elle-même au sommet, sur sa couverture sédimentaire, la klippe de Roselette.

Quant au substratum de la klippe inférieure, on peut l'interpréter, soit comme un synclinal résultant d'un plissement souple du socle, soit comme le résultat du chevauchement d'E en W d'une écaille cristalline, sur la base de la butte de Montjoie. De ces deux interprétations possibles (schématisées fig. 2), j'aurais tendance à choisir la dernière, pour des raisons d'analogies et d'homogénéité de structure avec ce que nous allons observer sur la rive droite du Bon Nant.

RIVE DROITE DU BON NANT. — Je n'examinerai sur cette rive droite que les trois points les plus importants, les seuls où une interprétation tectonique puisse se fonder sur des observations

objectives suffisamment nettes. Ce sont : au SE, les affleurements sédimentaires des lacs Jovet ; au N, les deux affleurements voisins du torrent de Tré-la-Tête, l'un à proximité immédiate du pont romain sur le chemin de Nant Borrant, l'autre plus à l'E, à la Combe Noire.

Affleurements du Jovet. Le Trias apparaît en couverture des schistes cristallins sur la rive occidentale du petit lac Jovet. Son pendage, très sensiblement égal à la pente topographique, est de 35° vers l'ESE. Un deuxième affleurement, plus étendu et de même pendage, s'enfonce dans le versant gauche du vallon, immédiatement sous les contreforts du Pain de Sucre du Mont-Tondu, à 400 m au NE du petit lac. Enfin l'arête joignant le Pain de Sucre au sommet du Jovet, s'abaisse jusqu'à un petit col, où affleurent un

peu de Houiller, surmonté vers l'E par un assez vaste lambeau de Trias. Ce point est particulièrement intéressant à observer sur le versant sud du col. Au N par contre, les affleurements disparaissent sous les éboulis du vallon supérieur du Nant Blanc.

Cette arête rocheuse, très étroite et à versants très inclinés, réalise une coupe idéale du terrain, d'orientation à peu près E-W. On y constate que l'affleurement triasique s'enfonce sous les schistes cristallins du Pain de Sucre, et l'on peut le suivre sous ces derniers, jusqu'à une distance de 250 m à l'E du point où s'arrête leur affleurement au niveau du col. Au-delà, des éboulis, dominés par les parois cristallines, font disparaître le Trias. Or, ce chevauchement du massif du Mont-Tondu sur le Trias, se produit suivant un plan incliné à l'E, de 20 à 25°. Nous avons là, de toute évidence, la manifestation d'une tectonique cassante, avec glissement subhorizontal d'E en W.

Des sommets du Mont-Jovet, la région comprise entre le Bon Nant et le glacier de Tré-la-Tête, montre trois accidents topographiques sensiblement verticaux, d'orientation à peu près parallèle au Bon Nant. Ils peuvent suggérer l'existence de trois failles verticales. Ce sont, d'E en W, d'abord la haute paroi dominant Combe Noire ; ensuite celle qui tombe à pic sur les marais de la Rosière ; enfin la profonde coupure des gorges du Bon Nant. Or ce dernier accident doit être réduit aux proportions d'une simple gorge d'érosion, puisque comme nous l'avons vu, en amont de la Sainte-Chapelle, on peut constater la continuité des schistes cristallins sur les deux rives, et d'autre part l'identité du pendage de leur couverture triasique, d'une rive à l'autre.

Nous allons donc examiner de plus près la dépression de la Rosière et celle de Combe Noire.

Affleurements du torrent de Tré-la-Tête. 1. A 100 m à l'E du pont romain, le Bon Nant reçoit les eaux du torrent de Tré-la-Tête. Au confluent même, les dolomies triasiques forment la rive commune du Bon Nant et du torrent de Tré-la-Tête. Leur pendage, très faible, est de l'ordre de 10 à 15° vers l'E. L'affleurement peut être suivi en remontant le Bon Nant ; il disparaît à environ 150 m du confluent, sous les alluvions. Par contre, ces dolomies s'étalent largement sur les deux rives du torrent de Tré-la-Tête et disparaissent au N sous les marais tourbeux de la Rosière. Vers l'E, l'affleurement se termine au pied même de l'abrupt cristallin que le torrent traverse en gorge au-dessus du pont de Nanterve. Il est bien évident que ce contact brutal du Trias subhorizontal et d'une paroi cristalline qui

s'élève d'un jet à 60 m au-dessus, est l'indication indubitable d'une faille, et suggère la verticalité de celle-ci (fig. 3).

Cependant ici, comme nous le retrouverons d'ailleurs à la Combe Noire, on peut observer l'existence d'une formation curieuse : plaquée contre la base de la paroi verticale, et elle-même disposée en couches verticales, elle est constituée d'une sorte de grès grossier, d'aspect finement lité et d'un gris assez clair. S'agit-il d'un sédiment déposé sur une surface d'érosion anté-triasique ou anté-permienne, ou d'une altération sub-aérienne des schistes cristallins ? C'est le fâcheux problème des bésimaudites qui revient se poser ici, et l'on a assez épilogué sur lui pour que je m'abstienne de le reprendre.

Le fait intéressant est que cette formation, qui se révèle liée à la surface verticale limitant à l'W l'affleurement de schistes cristallins, et qui a ici 8 à 10 m de puissance, repose visiblement, au niveau du torrent, sur les dolomies du Trias. S'il s'agissait d'une faille verticale, il resterait à expliquer d'abord par quel hasard invraisemblable, le plan de faille coïnciderait avec une ancienne surface d'érosion. On comprendrait mal ensuite que le Trias se prolongeât, toujours avec un pendage faible, sous cette formation limite du voussoir surélevé. Ces observations ne démontrent pas qu'il ne s'agisse d'un accident vertical, mais elles suggèrent qu'il y a bien plutôt là un chevauchement du voussoir cristallin oriental, sur la couverture triasique des schistes cristallins du voussoir occidental.

2. Passons, par un détour vers le S, à l'E de ce voussoir oriental ; nous arrivons à la dépression de Combe Noire, bordée à l'E par les hautes et raides pentes que remonte le sentier de Tré-la-Tête. Un large affleurement de Trias apparaît au voisinage immédiat du pont de la Laya, sur la rive droite du Bon Nant. D'abord étalé sur une largeur de 200 à 300 m, mais en partie caché sous des lambeaux de moraines, il s'allonge vers le NNE sur 800 m, et va se terminer en pointe aiguë à 350 m au-delà de la rive droite du torrent de Tré-la-Tête. Ce torrent le traverse par une gorge profonde, qui permet d'observer une coupe de toute la largeur de l'affleurement, soit ici 150 m, de l'ESE à l'WNW (fig. 3).

Vers l'aval, l'affleurement triasique forme la couverture des schistes cristallins qui plus à l'W dominant la Rosière. Le pendage du contact Cristallin-Sédimentaire est de 45 à 50° vers l'E. Vers l'amont, le Trias vient se terminer contre une paroi de gneiss qui plonge vers l'W suivant un angle de 70 à 80°. Ici encore, plaquée contre cette paroi et sur toute sa hauteur, on retrouve

la même formation gréseuse qu'à la Rosière, montrant les mêmes relations avec les gneiss contre lesquels elle s'appuie. De surcroît elle contient des nodules, pour ne pas dire des galets, calcaires, dolomitiques, qui ne sont pas une des moindres énigmes qu'elle nous offre, car ces mêmes nodules se retrouvent isolés, sans rapports avec la surface, jusqu'à 2 ou 3 m au-dessous de la zone de passage entre cette formation et les gneiss, et dans ces derniers, à un niveau où ils ne montrent aucune trace d'altération.

Dans cette coupe, le Trias est représenté par

des dolomies, assez puissantes, recouvertes par des cargneules. Les bancs de dolomies sont violemment plissés dans la partie médiane de la coupe, où ils forment un anticlinal déversé à l'W. Vers l'E, leurs couches reprennent une allure tranquille, et c'est avec un pendage est de 20° qu'elles disparaissent dans le lit du torrent sous la formation gréseuse. Quant aux cargneules, elles sont subdivisées par l'anticlinal de dolomies en deux masses confuses, formant bourrage de part et d'autre de cet anticlinal.

Nous retrouvons ici les mêmes dispositions

N. W

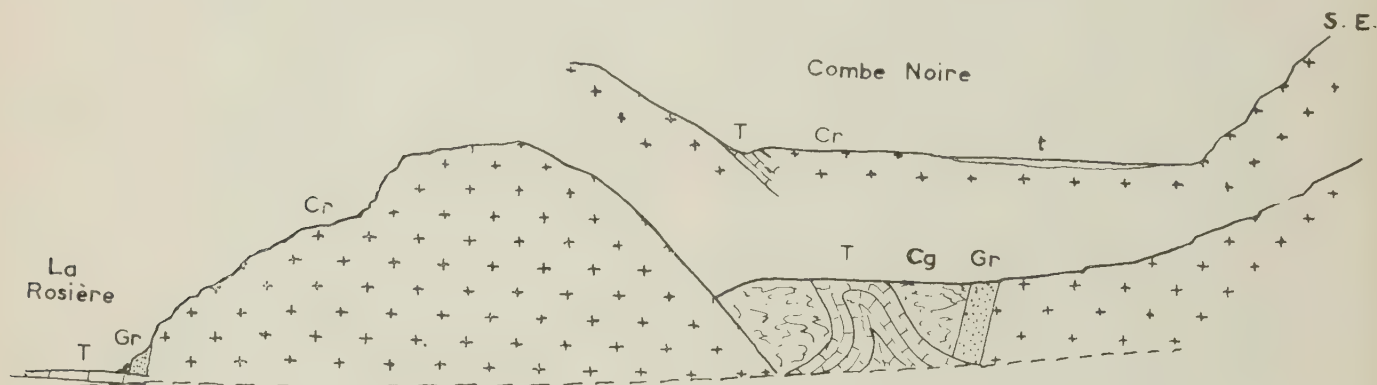


FIG. 3. — Coupes NW-SE, le long du torrent de Tré-la-Tête. Cr : schistes cristallins ; Gr : formation gréseuse liée aux schistes cristallins ; Cg : cargneules ; t : tourbe.

Le trait interrompu limite la partie observable de la coupe.

A la partie supérieure de la figure : coupe observée à 350 m au N du torrent de Tré-la-Tête, montrant la réduction du synclinal triasique qui se ferme à l'W de la Combe Noire, alors que les reliefs pouvant suggérer une faille verticale sont à l'orient de cette dépression.

qu'à la Rosière et qui suggèrent la même interprétation. Mais, en plus, il faut considérer le violent plissement des dolomies. Quelle que soit l'importance tectonique des phénomènes d'écoulement par gravité, il est impossible d'admettre que cette coupe puisse s'expliquer par un glissement d'W en E du Trias sur son substratum : en pareil cas, les cargneules n'auraient pas manqué de s'écouler avant les dolomies, et nous n'en observerions plus à l'W de l'anticlinal médian. Mais surtout, cet anticlinal, s'il résultait d'un écoulement vers l'E, se serait déversé dans cette direction. Or c'est vers l'W qu'il se déverse. Il m'est impossible de concevoir, pour cette structure, d'autre cause qu'un refoulement d'E en W. Le bourrage des cargneules contre la paroi gneissique orientale, presque verticale, confirme ce refoulement et nous montre qu'il est dû à une avancée vers l'W, suivant un plan de chevauche-

ment assez peu incliné, du massif de Tré-la-Tête.

Le contact oriental Trias-Cristallin, n'est d'ailleurs pas du tout confondu avec le grand abrupt qui domine Combe Noire. Ce contact traverse obliquement, au N du torrent, la dépression de Combe Noire, et l'affleurement triasique se termine en pointe, sur le bord occidental de cette dépression, où les deux masses cristallines, orientale et occidentale, viennent se souder.

Les observations que je rapporte ne démontrent pas, mais suggèrent, et pour moi irrésistiblement, une structure en écaillés parautochtones, poussées les unes sur les autres d'E en W, dans cette région de Tré-la-Tête. Elles me semblent démontrer cette structure dans la région des lacs Jovet. Que se passe-t-il plus au NE ? Ces structures se prolongent-elles sous le Mont-Blanc ? Le percement prochain du tunnel pourrait nous réserver de passionnantes observations.

Recherches sur les minéraux lourds du littoral du golfe de la Napoule et du golfe Juan

par Solange DUPLAIX et Vladimir D. NESTEROFF ¹.

Sommaire. — L'étude des sables terrigènes littoraux de ces deux golfes montre que, durant leur transport et leur mise en place, les fractions lourdes et légères subissent un triage hydraulique. Ce triage peut aboutir à séparer les deux fractions et on observe même, dans le golfe Juan, un cheminement en sens opposé des éléments légers provenant de l'Ouest et des minéraux lourds originaires de l'Est.

Dans le cadre d'une étude générale des dépôts marins actuels du golfe de la Napoule et du golfe Juan, effectuée par l'un de nous ², nous avons entrepris l'étude des minéraux lourds des sédiments terrigènes grossiers de cette région.

Le but de ce travail est de rechercher si le destin des diverses fractions (lourdes et légères) d'un sédiment sableux est étroitement lié durant le transport et la mise en place, ou si, au contraire comme nous le supposons, ce transport s'accompagne d'un triage en fonction de la densité, de la dimension et de la forme des grains.

MÉTHODE UTILISÉE. — L'étude des sables a été faite sur la fraction granulométrique 0,50-0,05 mm, selon les méthodes habituellement employées ³. Les roches compactes ont été préalablement réduites en sable et les minéraux lourds déterminés sans évaluation des pourcentages.

STRUCTURE DE LA RÉGION. — Les golfes voisins de la Napoule et de Juan sont séparés par la pointe de la Croisette (fig. 1). Une succession de plages occupe tout le littoral, succession interrompue seulement par les à-pic rocheux du massif de la Maure. Devant ce massif, des plages sous-marines peu profondes (2 à 6 m) relayent les plages émergées. En définitive, une bande étroite et continue de sables terrigènes, en partie émergée et en partie sous-marine, forme la ligne côtière des deux golfes.

La disposition des côtes par rapport aux houles des vents dominants et la terminaison abrupte et profonde des caps qui les délimitent font de l'ensemble de ces deux golfes un compartiment littoral dont les sédiments terrigènes grossiers sont isolés des portions de côtes voi-

sines. C'est un piège où s'accumulent les sables apportés par les cours d'eau qui y aboutissent.

Il nous a paru intéressant d'étudier la répartition des minéraux lourds dans de telles conditions. Nous avons donc échantillonné tout au long de la bande de sables terrigènes à partir du château de la Napoule jusqu'à la base du cap d'Antibes.



FIG. 1. — Situation des prélèvements.

RECHERCHE DES SOURCES DES SABLES. — Trois grands groupes de roches se dégagent dans la structure géologique de la région (fig. 2 a). Une partie centrale est occupée par les massifs gneissiques du Tanneron, de la Croix des Gardes et du bois de la Maure. Deux cours d'eau, l'Argentièr et la Siagne, acheminent les produits d'érosion des deux premiers massifs à la Méditerranée.

1. Note présentée à la séance du 2 février 1959.

2. NESTEROFF W. D. (1958) : Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes. Thèse, Paris.

3. DUPLAIX S. (1958) : Détermination microscopique des minéraux des sables, 2^e éd., Paris, Béranger et C^{ie}.

née. Ceux du massif de la Maure sont entraînés directement par les eaux de ruissellement à la mer.

L'extrémité sud-ouest de la région est occupée par les rhyolites de l'Estérel, dont les produits d'érosion, comme ceux du massif de la Maure, sont entraînés directement dans la mer. Ils sont assez peu importants en volume.

Les calcaires jurassiques du cap d'Antibes occupent l'extrémité nord-est de notre zone d'investigation. Ces calcaires ne fournissent pra-

tiquement pas de minéraux lourds, mais un lambeau de tufs volcaniques (noté α sur la carte), qui les recouvre à la base du cap, en fournit en abondance.

RÉPARTITION DES ESPÈCES LOURDES. — L'étude des plages de ces deux golfes (tabl. 1) montre qu'elles possèdent presque toutes un assez grand nombre d'espèces lourdes, pour la plupart communes à toutes ces plages, bien que les teneurs

PLAGES		TOURMALINE	ZIRCON	GRENAT	RUTILE	ANATASE	BROOKITE	SPHÈNE	STAUROÏDE	DISTHÈNE	ANDALOUSITE	SILLIMANITE	EPIDOTE	AMPHIBOLE	AUGITE VERTE	AUGITE BRUNE	DIOPSIDE	HYPERSTHÈNE	MONAZITE	XÉNOTIME	TENEUR PONDÉRALE ¹	TENEUR GLOBALE ²	Nombre de grains ³		
																							AUGITE VERTE	AUGITE BRUNE	DIOPSIDE
Golfe Juan	A. 433													4 96							25,72	5569	5340		
—	A. 65													14 85							0,10	62	52		
—	A. 8	+6	1		+	+								15 83	+						0,76	553	447	3	
—	A. 7	4	19	15	+	1	+	+	+	+	+		1	10 37				1	4	8	0,21	146	52		
—	A. 147	10	16	32										8 14				12	8		0,01	1	0,1		
Pte Fourcade	A. 150	28	11	31			+		+	+	+		1	12 7			+	+	5	5	0,02	4	0,3		0,01
Golfe Juan	A. 171	38	9	31		1		+					1	10 3	3	1	1	1	1	0,09	38	1	1	0,4	
Pte Croisette	A. 4	33	15	27		3		+	+	+			2	5 6	3	3	1	1	1	0,08	27	1,5	0,7	0,7	
Cannes	A. 257	22	25	21		1					1		1	22 2	5					0,09	54	1	2,5		
—	A. 249	39	1	22		+		1	+	+	1		2	22 7	2	2			2	0,05	6	0,4	0,1	0,1	
Golfe Napoule	A. 22 ⁴	17	4	28	1			1	+	+			3	24 2	15	1		3	+	0,22	203	4	29	2	
—	A. 24	27		30		+		+					1	19 +	20	1		2		0,10	29	0,1	5,7	0,2	
—	A. 26	19	1	26		1		+	+	+	+		1	14 +	35			1	1	0,27	105	0,5	35,5		
—	A. 30	21	1	24		1		2	+					13	1	35	2			0,57	193	2	68	4	
SOURCES																									
Golfe Juan	A. 431bis													16 84							5,80	4616	3871		
—	A. 82'	75	1	5	12	4														0,04	15			0,5	
Vallauris	A. 125	15			1				+					1 5		1			76	0,02	6	0,5		0,1	
—	55	60	1															28	11	0,19	49				
Cannes	6 J	1	39	+														56	4	0,03	44				
Pte Fourcade	2 J	99																	1	1,03	56				
Mandelieu	3 J	42	13	28	2	5					+		2		1	1		4	2	0,14	64		0,5	0,5	
Siagne	A. 48	6	12	15	1	1		+	+				2	17	39			5	2	0,21	79		31		
Argentièrre	A. 206	7	7	9		2								7	1	64	2		1	0,94	204	2	130	4	
Roches compactes ⁵																									
Pégomas	7 J	×	×	×		×	×					×	×	×	×			×	×	0,24					
Auribeau	4 J	×	×	×								×	×	×	×			×	×	0,39					
Pte Fourcade	8 J	×	×	×								×	×	×	×			×	×	0,88					
Mt St-Peyrè	10 J	×	×															×	×	1,28					
Théoule	11 J	×	×			×			×									×	×	0,02					

TABLEAU 1.

- 1 : teneur pondérale (poids des minéraux lourds, transparents et opaques dans 100 g de sable de la fraction 0,50 — 0,05 mm). —
 2 : teneur globale (nombre de grains de minéraux lourds, transparents dans 1 g. de sable de la fraction 0,50 — 0,05 mm). —
 3 : nombre de grains de chaque espèce contenus dans 1 g de sable de la fraction 0,50 — 0,05 mm. — 4 : en plus 1 % d'olivine. —
 5 : roches compactes broyées en sable et pour lesquelles le pourcentage des minéraux ne peut être évalué — 6 : < 0,5 %.

pondérales et globales ⁴ soient souvent très différentes d'un point à un autre.

Quelques minéraux ou groupes de minéraux, cependant, ne se rencontrent pas sur toutes les plages et dans toutes les sources. Ils peuvent donc jouer le rôle d'indicateurs : augite verte, augite brune, groupement zircon-monazite-xénotime. Nous allons étudier la répartition de ces espèces caractéristiques.

a) *Augite verte. Sources* : ce minéral trouve sa source principale dans les tufs volcaniques du cap d'Antibes (fig. 2 a). On le rencontre aussi, mais en quantité nettement inférieure, dans le massif de la Croix des Gardes (au-dessus de Pégomas) et en proportion très faible dans le massif de la Maure (ancienne route de Vallauris). Enfin, on en trouve un peu dans les alluvions de l'Argentière.

Zones de répartition : 1) On observe une première zone d'étalement de l'augite verte tout le long du littoral du golfe Juan, du cap d'Antibes à la pointe de la Croisette. Le nombre de grains d'augite dans 1 g de sable échantillonné est révélateur : très élevé (plus de 5 000) devant la source principale à la base du cap d'Antibes, il diminue progressivement lorsqu'on suit le littoral du golfe Juan vers l'W. Devant le massif de la Maure, il n'est plus que de 0,1 à 0,3 grains/gramme et, à la hauteur de la Croisette, de 1 à 1,5 grains.

Cette anomalie apparente (chiffres un peu plus élevés devant la pointe de la Croisette que devant le massif de la Maure) est due en partie à la granulométrie du sédiment qui est plus fin à la pointe de la Croisette. De même, l'augmentation apparente du nombre de grains d'augite verte de l'échantillon A 8 (fig. 2 a) est dû à la grande richesse en minéraux lourds de ce gisement ; ramené à la proportion des prélèvements voisins, le chiffre d'augite verte devient du même ordre.

On assiste donc, dans le golfe Juan, à l'étalement de l'augite verte à partir du cap d'Antibes vers l'W. Le massif de la Maure ne semble fournir que très peu de ce minéral, car l'évolution décroissante des chiffres n'est pratiquement pas perturbée lors du passage devant ce massif.

2) Dans le golfe de la Napoule, on rencontre aussi de l'augite verte, mais en proportion beaucoup plus faible. La source principale est l'Argentière, mais on peut aussi envisager des apports directs à partir du massif de la Croix des Gardes à une époque où les ouvrages portuaires et les remblais de route n'isolaient pas ce massif de la mer.

Le nombre de grains au gramme est partout

du même ordre (0,5 à 1) et ne nous fournit aucune indication particulière. Ce nombre est plus élevé devant la source principale — l'Argentière — ce qui se conçoit aisément. Enfin, le chiffre plus élevé (4) de l'échantillon A 22, situé entre la pointe de la Bocca et le port de Cannes est dû, comme dans le cas de A 8 du golfe Juan, à un enrichissement local en minéraux lourds. Ramené à la proportion des échantillons voisins, il demeure du même ordre (0,5).

b) *Augite brune. Sources* : on ne trouve l'augite brune que dans les alluvions de la Siagne et de l'Argentière.

Répartition : on observe la présence d'augite brune tout le long du littoral du golfe de la Napoule (fig. 2 b), à partir des embouchures de l'Argentière et de la Siagne jusqu'à la pointe de la Croisette. Le nombre de grains d'augite brune par gramme de sable va en diminuant de l'W vers l'E ; assez élevé près des embouchures (68 grains), il tombe à quelques grains à la hauteur de la Croisette. L'augite brune franchit même cette pointe et remonte un peu dans le golfe Juan. Mais les quantités qui franchissent ainsi la Croisette sont très faibles (0,7 à 1 grain/gramme).

On assiste donc, dans le golfe de la Napoule, à l'étalement vers l'E de l'augite brune à partir des embouchures Argentière-Siagne. Bien que le nombre de grains aille en diminuant au fur et à mesure qu'on s'éloigne des sources vers l'E, quelques grains d'augite brune parviennent à franchir la pointe de la Croisette.

Comme dans le cas de l'augite verte, l'enrichissement en minéraux lourds de l'échantillon A 22 conduit à un chiffre apparemment aberrant (29). Ramené à la proportion des prélèvements voisins, il tombe à 4 grains/gramme et cadre bien avec la série des chiffres décroissants du golfe de la Napoule.

Dans tout le golfe Juan, nous n'avons pas trouvé d'augite brune, à la seule exception de l'échantillon A 8, qui contient 3 grains/gramme. Nous pensons que la quantité d'augite brune dans le golfe Juan est très faible et échappe aux prélèvements habituels. Ce n'est que dans des échantillons où les minéraux lourds sont concentrés, ce qui est le cas de A 8, qu'on parvient à la mettre en évidence.

c) *Groupement zircon-xénotime-monazite*. Ils sont présents, soit tous les trois, soit séparé-

4. *Teneur pondérale* : poids des minéraux lourds transparents et opaques dans 100 g de sable de la fraction étudiée (0,50-0,05 mm). — *Teneur globale* : nombre de grains de minéraux lourds transparents dans 1 g de sable de la même fraction granulométrique.

ment, dans toutes les sources, sauf dans les tufs volcaniques.

Leur répartition correspond à la disposition des sources (fig. 2 c) : on les retrouve sur toutes les plages, sauf à l'extrémité nord-est du golfe Juan, vers la base du cap d'Antibes.

La disparition de ce groupement devant Juan-les-Pins attire l'attention sur un fait très important : à mesure qu'on suit le littoral du golfe Juan d'W vers l'E, du massif de la Maure (source de l'arène gneissique qui forme ces sables) vers le cap d'Antibes, les sables s'appauvrissent en



FIG. 2. — Répartition des minéraux lourds dans les golfes Juan et de la Napoule.

a : augite verte (les chiffres représentent le nombre de grains au gramme de sable ; b : augite brune ; c : zircon, xénotime, monazite. ζ : massifs gneissiques ; r, π^3 : coulées de laves, conglomérats et grès permien ; t₁₋₁₁ à J⁸⁻⁶ : plateaux calcaires (Trias et Jurassique) ; J₁₋₁₁ à J⁵⁻¹ : dolomies et calcaires du cap d'Antibes ; α : tufs volcaniques miocènes ; p : Pliocène.

espèces lourdes. Devant Juan-les-Pins, seules subsistent les augites vertes et les amphiboles (présentes partout). En même temps, la fraction légère étudiée par l'un de nous (W. D. N.) s'appauvrit en micas, qui sont entraînés à quelques centaines de mètres du rivage, laissant le quartz

et les feldspaths former le sable littoral. Il s'agit donc d'un triage des sables, triage que nous supposons hydrodynamique et qui, lors de l'étalement des arènes du massif de la Maure vers l'E, entraîne la fraction légère plus vite que les minéraux lourds originaires du massif de la Maure, et

arrive à laisser ceux-ci en chemin. Il convient de noter que le groupement zircon-xénotime-monazite se rencontre généralement en inclusions dans les micas et que le départ de ceux-ci contribue donc, dans une certaine mesure, à la disparition du groupement.

On assiste ainsi sur le parcours massif de la Maure-Juan-les-Pins (4 km) à une désolidarisation de la fraction légère (quartz-feldspaths) et des espèces lourdes, chacune de ces fractions subissant un mouvement de transport propre. Au fur et à mesure que la fraction légère des sables gneissiques transite vers l'E, elle abandonne ses propres espèces lourdes, tandis que les augites vertes originaires des tufs volcaniques du cap d'Antibes, qui, elles, se déplacent vers l'W, remontent en sens inverse. Devant Juan-les-Pins, les sables de l'estran ont pratiquement perdu les espèces lourdes de leur cortège primitif, mais sont enrichis en augite verte d'origine étrangère.

MINÉRAUX NON CARACTÉRISTIQUES. — Certains minéraux, comme les amphiboles, tourmalines et grenats, se rencontrent dans presque toutes les sources et sur tout le littoral (sauf dans la zone exceptionnellement appauvrie en espèces lourdes de Juan-les-Pins que nous venons de citer). De tels minéraux ne caractérisent aucune source particulière, ils ne peuvent donc être utilisés comme traceurs.

Enfin, divers minéraux rares, isolés ou en très petit nombre, se rencontrent tout au long du littoral.

CONCLUSION. — Parmi tous les minéraux lourds que contiennent ces sables, deux seulement (augites vertes et brunes), ainsi qu'un groupement (zircon-xénotime-monazite) ont pu fournir des indications sur leurs cheminements à partir des sources. Les autres espèces minérales se sont révélées non caractéristiques.

Suivant l'opinion de certains sédimentologues, les cheminements des minéraux lourds ainsi mis en évidence auraient dû permettre l'interpolation de la mise en place des sables terrigènes (fractions lourde et légère)⁵ du golfe de la Napoule et du golfe Juan.

Ici, en milieu marin, la fraction légère et la fraction lourde se désolidarisent très rapidement

et subissent des cheminements et des types de transport qui sont propres à chacune d'elles. Nous avons même observé que chaque espèce lourde tend à voyager pour son propre compte, suivant sa densité et parfois sa forme ; certaines espèces, de densités très voisines, pouvant se déplacer ensemble. En effet, nous avons montré que si, dans le golfe de la Napoule, les sédiments (fractions lourdes et légères réunies) s'étalent d'W en E, il n'en est pas de même dans le golfe Juan. Là, la fraction légère originaire du massif gneissique de la Maure s'étale vers l'E jusqu'au cap d'Antibes, tandis que les minéraux lourds du même massif ne suivent la fraction légère que jusqu'à mi-chemin. En même temps, l'augite verte, provenant des tufs volcaniques du cap d'Antibes, chemine à contresens (d'E en W) dans tout le golfe, sans d'étalement que n'avait pas montré la fraction légère.

Ces résultats ne sont guère étonnants quand on songe aux très importantes différences de densités des diverses espèces lourdes, entre elles d'une part, et aux différences entre espèces lourdes et fractions légères d'autre part.

Le transport et l'étalement des sables *sur une côte* correspond à un triage hydrodynamique, triage qui, très rapidement, fait évoluer différemment les diverses fractions. En particulier, certaines zones s'enrichissent en espèces lourdes, tandis que d'autres s'appauvrissent. Cet appauvrissement peut aller, comme dans le cas de l'estran de Juan-les-Pins, jusqu'à la perte totale des espèces lourdes du cortège originel et par leur remplacement par des espèces étrangères.

Il convient donc d'étudier les minéraux lourds comme une fraction de sédiments évoluant souvent d'une manière autonome, et donc de ne pas toujours chercher à interpoler la mise en place des fractions légères d'un sédiment meuble, à partir du cheminement des espèces lourdes et vice-versa. Pour être complète, l'étude d'une région sédimentaire doit donc porter sur *toutes* les fractions, légères et lourdes, des dépôts, en se souvenant que l'évolution de ces diverses fractions n'est pas nécessairement liée et que chacune peut parfois évoluer pour son propre compte.

5. Notons que les minéraux lourds représentent moins de 1 % du sédiment (voir tabl. 1).

Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord)

par Jean COGNÉ¹.

Sommaire. — Les séries ophiolitiques d'Erquy, représentant la base du Briovérien en Bretagne, reposent en discordance sur un vieux socle cristallin constitué de granito-gneiss, d'amphibolites et de migmatites dioritiques. Un second métamorphisme, d'intensité croissante vers l'W, affecte socle et couverture, tendant à effacer les relations des deux systèmes.

L'auteur propose d'attribuer le nom de Pentévrien au complexe de base dont l'âge précis reste inconnu, l'âge du Briovérien étant lui-même sujet de discussions.

INTRODUCTION HISTORIQUE. — Nos connaissances actuelles sur la constitution géologique de la baie de Saint-Brieuc et sur sa structure tectonique, particulièrement pour son flanc est, peuvent se résumer essentiellement à la carte géologique de Saint-Brieuc au 80 000^e et aux quelques notes des auteurs qui ont levé cette carte [*1^{re} éd.* : Barrois, 1896 ; *2^e éd.* : Barrois, 1932, 1934 ; Barrois, Pruvost et Waterlot, 1938, 1939].

Dans cette région, le Briovérien (série infra-paléozoïque d'âge précis indéterminé) dessine, d'après cette carte, un puissant anticlinal fortement arqué, passant progressivement de la direction N 130° au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc, à la direction N 50° sur son flanc est. On y reconnaît de sa périphérie vers le centre deux subdivisions : un étage supérieur, celui des phyllades de Saint-Lô, ici représenté par les schistes et phtanites de Lamballe et de Binic, et un étage inférieur, les schistes verts et roches volcaniques basiques d'Erquy, généralement métamorphiques.

L'ordre de cette succession, d'abord considéré en sens inverse [Barrois, 1934], a été établi par C. Barrois, P. Pruvost et G. Waterlot [1939] lors de la révision de la carte de Saint-Brieuc pour sa 2^e édition.

Au fond de la baie de Saint-Brieuc, dans l'étage des schistes verts d'Erquy ici métamorphisés, C. Barrois [1895] avait découvert et décrit d'autre part un niveau de poudingues important, les poudingues de Cesson, essentiellement constitués par des galets de granite d'origine inconnue.

Ce conglomérat, dont la position stratigraphique par rapport aux séries d'Erquy n'a jamais

été exactement précisée, a parfois été rapproché, à titre d'hypothèse (cf. par exemple P. Pruvost [1951, fig. 2]) de celui de Granville, dont le matériel est en partie granitique, et dont l'origine glaciaire a été démontrée il y a quelques années [Wegmann, Dangeard et Graindor, 1950 ; Wegmann, 1951]. Bien qu'une telle origine glaciaire n'ait pu être démontrée pour le poudingue de Cesson, l'idée en a été exprimée, sinon publiée déjà, par plusieurs géologues. Tout récemment M. J. Graindor [1957] en a également envisagé l'hypothèse.

En effet, malgré l'état métamorphique de ce conglomérat, et malgré la relative monotonie du matériel cristallin constituant les galets, on peut voir dans son hétérogranulométrie (éléments de 0,02 à plus de 1 m de diamètre), et dans son origine considérée comme lointaine, des arguments positifs en faveur d'une telle genèse glaciaire.

La difficulté d'étude stratigraphique de toutes ces formations anciennes situées à la base du Briovérien a tenu jusqu'à présent au développement d'un métamorphisme notable donnant naissance à leurs dépens à des micaschistes et à des amphibolites que C. Barrois et ses collaborateurs ont considéré dans leur totalité comme le produit du métamorphisme de la série basique d'Erquy (amphibolites de Lanvollon). Seule la région même d'Erquy, échappant par chance à ce métamorphisme, permettait de se faire une idée de la stratigraphie de ce que l'on considère comme les terrains les plus anciens de Bretagne [Barrois, 1932].

Au milieu de cette zone métamorphique anti-

1. Note présentée à la séance du 16 février 1959.

clinale, les auteurs de la carte de Saint-Brieuc ont dessiné d'autre part plusieurs massifs dioritiques. Ceux-ci dériveraient d'un magma granitique ayant évolué vers la forme dioritique par assimilation plus ou moins complète du milieu basique dans lequel il aurait pénétré. Le plus bel exemple de cet état de choses a été décrit par C. Barrois [1932] pour le massif s'étendant à l'E de la baie de Saint-Brieuc depuis Coëtmiex jusqu'au fort La Latte, bien exposé en particulier au flanc ouest de la baie de La Fresnaye (feuille de Dinan).

Ces intrusions sont rapportées en première approximation au cycle hercynien, qui renferme la majorité des venues granitiques du Massif armoricain [Barrois, 1930 ; Pruvost et Waterlot, 1936]. L'âge du métamorphisme lui-même est dès lors précisé indirectement, les séries sédimentaires anciennes étant « métamorphosées par la diorite » (légende de la feuille de Saint-Brieuc) ².

OBSERVATIONS NOUVELLES. — Poursuivant en Bretagne septentrionale les études entreprises en Bretagne méridionale sur les formations cristallophylliennes et cristallines du Massif armoricain [Cogné, 1957], j'ai été conduit à reprendre l'étude des formations de la baie de Saint-Brieuc.

Il ne s'agit pas ici de résumer l'ensemble des observations faites dans cette région, mais de signaler quelques faits propres à éclairer nos connaissances sur la stratigraphie des séries de base du Briovérien et sur leurs relations avec les séries métamorphiques qui les cernent de toute part.

A) *Disharmonie structurale entre la série sédimentaire d'Erquy et les formations métamorphiques voisines* (fig. 1). Une chose frappe dès l'abord à propos de la série d'Erquy, dans la région d'Erquy précisément. Ces formations ophiolitiques mêlées à une sédimentation schisteuse et arénacée présentent actuellement une direction W-E dominante (indiquée sur la 2^e éd. de la feuille de Saint-Brieuc) avec pendage variable vers le Sud, alors que les séries métamorphiques voisines (micaschistes, amphibolites, migmatites amphiboliques évoluant vers des « diorites d'anatexis ») sont dirigées SW-NE, avec un pendage fort tantôt vers le NW, tantôt vers le SE.

Le contact des deux séries est difficile à observer ici, mais on remarque déjà une *disharmonie structurale importante* entre les deux systèmes, l'un isoclinal W-E, l'autre anticlinal SW-NE.

Ce contact a pu cependant être approché en quelques points :

— au Val-André, à l'W de Pléneuf : la butte

des Monts-Colleux, située au voisinage du contact présumé entre la série d'Erquy au N et la série métamorphique au S, montre une arkose conglomératique, avec éléments de quartzites et de micaschistes, parallèle à la série d'Erquy (W-E)

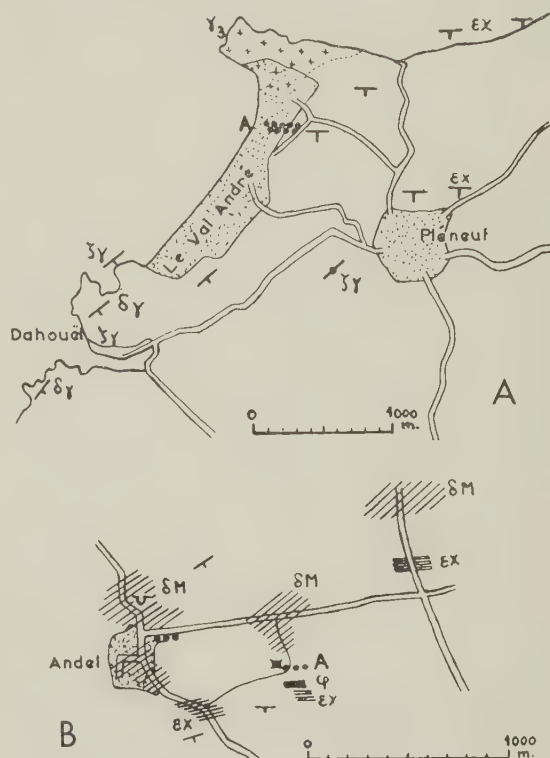


FIG. 1. — Disharmonies structurales entre la formation d'Erquy et les formations métamorphiques voisines.

A : Au Val-André. Série ophiolitique d'Erquy (εγ) et arkose du Val-André (A), dirigées W-E, disharmoniques par rapport aux granito-gneiss acides (ζγ) et basiques (δγ) de Dahouët ; γ₃ : microgranite d'âge imprécis.

B : Près d'Andel. Série ophiolitique (εγ), arkose (A) et phtanites (φ), dirigées W-E, disharmoniques par rapport aux diorites migmatiques (δM) orientées SW-NE.

et comme elle présentant un fort pendage vers le S. Le contact entre ces diverses unités est invisible (fig. 1 A) ;

— près d'Andel, sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal métamorphique, on observe de même un lit arkosique à grain fin et très altéré, peu épais,

2. Dans la mesure où ces diorites plus ou moins gneissiques sont bien les mêmes que celles qui s'observent dans leur prolongement vers le NE, au sein du Briovérien inférieur de la région de Coutances en Normandie, cet âge hercynien des diorites et du métamorphisme ne peut plus être retenu car des galets de ces roches se retrouvent dans les tillites observées à la base du Briovérien supérieur de Normandie [Graindor, 1957].

entre la série métamorphique constituée par des diorites migmatiques dirigées SW-NE et les séries éruptives basiques non métamorphiques dirigées W-E (fig. 1 B) ;

— au fond de la baie de la Fresnaye (Port à la Duc) et sur son flanc nord-ouest (Port-Nieux, Château-Serein), le contact entre les séries éruptives basiques et les séries migmatiques est par contre profondément tectonisé.

Nulle part on n'observe donc dans tout ce secteur un passage quelconque entre la série ophiolitique d'Erquy et les formations métamorphiques amphiboliques, contrairement à l'interprétation courante actuelle.

Non seulement il y a disharmonie structurale, mais le caractère systématique de cette disharmonie conduit à soupçonner une véritable discordance stratigraphique entre la série d'Erquy et les formations métamorphiques situées à proximité, discordance soulignée par la présence, peut-être irrégulière, d'un niveau arkosique entre le système d'Erquy et le système cristallophyllien.

B) *Discordance de la série sédimentaire d'Erquy sur un « complexe de base » granito-gneissique* (fig. 2 et 3). Au SW du Val-André, entre Dahouët et l'embouchure du Gouessant, la carte géologique actuelle ne donne pas une idée exacte de la structure de ce secteur.

Les alentours de Dahouët présentent tout un « complexe » métamorphique constitué par des faciès granito-gneissiques plus ou moins leucocrates, allant de la composition presque purement quartzo-feldspathique à la composition dioritique. Ces faciès alternent avec des mica-schistes et surtout des amphibolites chloriteuses, toujours plus ou moins gneissifiés, le tout régulièrement orienté SW-NE.

En pratique, on y peut reconnaître un fond d'ectinites (micaschistes et amphibolites) soumis à une migmatisation intense mais irrégulière, aboutissant à la formation de diorites, de granodiorites et de granites tous plus ou moins gneissiques. Les faciès granitiques sont semblables aux granites gneissiques, d'origine métagénétique, de Moëlan et de Lanvaux en Bretagne méridionale [Cogné, 1957].

Ce « complexe métamorphique » présente avec la série d'Erquy des relations remarquables, faciles à observer entre Port-Morvan et l'embouchure du Gouessant : contact par faille vers l'E, contact discordant vers le S (fig. 2).

Sur quelques kilomètres, entre Port-Morvan et Jospinet, ces relations se font par l'intermédiaire d'une faille dirigée SW-NE, responsable

de la morphologie côtière actuelle. Cette faille met en contact brusque, au SE, le complexe métamorphique de Dahouët qui se prolonge parallèlement à la faille, avec, au NW, la série d'Erquy non métamorphique représentée ici encore par des schistes, des tufs et des coulées diabasiques, et orientée W-E. Tous les îlots rocheux (roche Périgni, roche Arroteaux, roche Roemel) sont ainsi constitués par la série ophiolitique, alors que toute proche la côte montre les

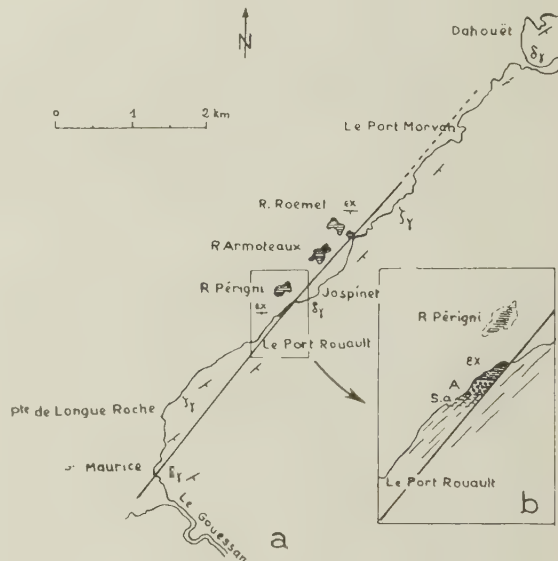


FIG. 2.

a : Structure du bord est de la baie de Saint-Brieuc, entre Dahouët et l'embouchure du Gouessant (même légende que fig. 1).

b : Détail du secteur sud-ouest de Jospinet. On y voit les arkoses et schistes noirs de la base de la série d'Erquy reposer en discordance, vers le S, sur un socle cristallin arkosique à l'époque de cette sédimentation (S. a.) et recimenté depuis.

La coupe (fig. 3) s'allonge parallèlement à la faille, entre roche Périgni et le Port-Rouault.

séries métamorphiques. La faille entre les deux se suit par un tracé pratiquement rectiligne de mylonites dont l'épaisseur varie de 5 à 50 m, affectant essentiellement le complexe métamorphique.

Au-delà de Jospinet, la faille, toujours sensible, tend à perdre de la vigueur. Elle pénètre dans les terres sans changer de direction et reparait derrière la pointe de Longue-Roche près de la chapelle Saint-Maurice, à l'embouchure du Gouessant, dans la masse du complexe métamorphique lui-même, bien sensible encore dans la morphologie.

Grâce à cette disposition, à mi-chemin entre

Jospinet et Port-Rouault, on peut observer directement dans la falaise le contact normal de la série d'Erquy et du complexe métamorphique (fig. 2 b et 3).

En ce secteur côtier, la série ophiolitique d'Erquy, notée précédemment dans les îlots rocheux, affleure sur une centaine de mètres d'épaisseur : ce sont des schistes, tufs et diabases, sous lesquels apparaissent sur une cin-

quantaine de mètres de puissance des schistes noirs très fins, graphiteux. A la base de la série, dirigée W-E et subverticale, se note, *interstratifié dans la masse des schistes noirs*, un niveau conglomératique peu épais (0,50 m). Il s'agit d'une véritable brèche d'éléments granito-gneissiques anguleux, de toute taille entre 1 et 30 cm, noyés dans une pâte arkosique elle-même hétérogène. Ce niveau bréchique, dont le matériel identique

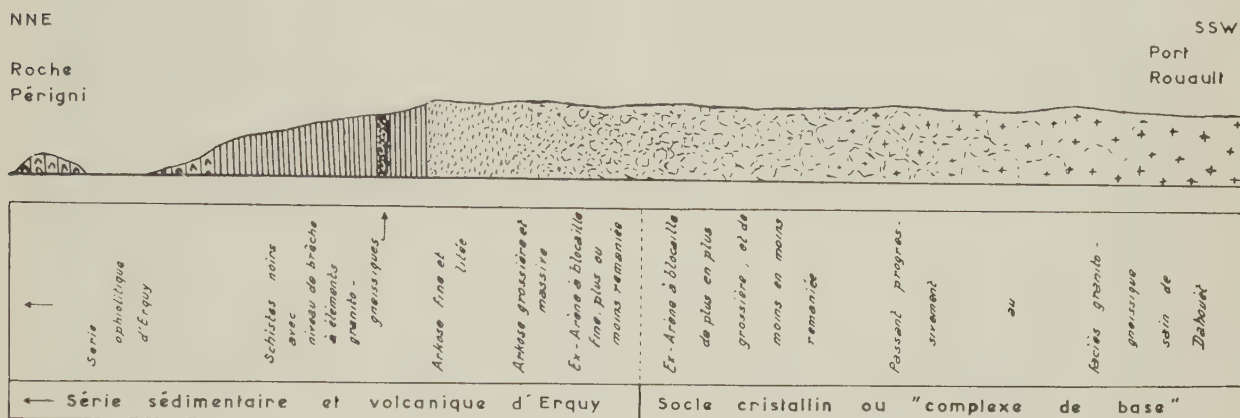


FIG. 3. — Coupe semi-schématique dans la falaise entre roche Périgni et le Port-Rouault, montrant les relations de la série d'Erquy et du complexe cristallin de Dahouët.

aux faciès cristallins du complexe métamorphique voisin en provient visiblement, présente une surface supérieure, fine et régulière. Sa surface inférieure est au contraire irrégulière et accidentée, témoignant soit d'un épisode érosif momentané au cours de la sédimentation des schistes graphiteux, soit d'un enfoncement léger de ce matériel

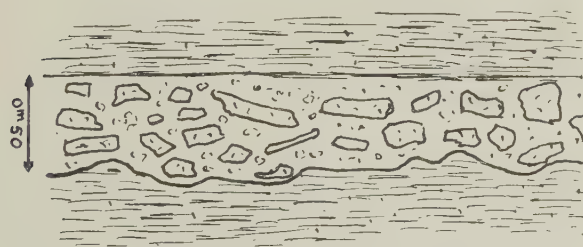


FIG. 4. — Structure du niveau bréchique à éléments-granito-gneissiques situé à la partie inférieure de la série d'Erquy, dans les schistes noirs.

dense déposé sur le sédiment sous-jacent encore meuble (fig. 4). Sous ce niveau de brèche se notent encore 2 à 3 m de schistes noirs de grain très fin et relativement massifs, et ceux-ci reposent sur une épaisse série d'arkoses.

Ce sont d'abord des arkoses fines et litées,

puis plus grossières et plus massives, ressemblant alors à une arène recimentée. Celle-ci contient, vers le bas, de la blocaille granito-gneissique plus ou moins abondante, parfois très serrée, faciès qui de prime abord peut paraître délicat à distinguer des granito-gneiss sains, du fait de l'identité d'origine de la blocaille et de la gangue arénisée, mais recimentée depuis, qui l'englobe. Les faciès granito-gneissiques sains auxquels cette arène recimentée passe progressivement se distinguent cependant à l'orientation non perturbée de leurs phyllites, ici peu abondantes et chloritisées : direction SW-NE, différente de l'orientation W-E des schistes noirs, des arkoses et de la partie supérieure de la zone arénisée, là où elle a été remaniée.

De toute évidence on touche ici la base même de la série d'Erquy, représentée par des ophiolites et par des schistes noirs, déposée sur une série arkosique qui provient elle-même du remaniement sur place d'un vieux socle cristallin profondément arénisé au moment où a débuté cette sédimentation.

Si bien que la conclusion émise avec doute pour le secteur d'Erquy se trouve ici confirmée : la série ophiolitique d'Erquy repose sur un vieux socle cristallin et cristallophyllien, lequel possédait dès cette époque sa structure propre, struc-

ture actuellement défigurée et représentée par la direction SW-NE de l'ensemble, différente de la direction W-E du Briovérien.

C) *Existence de deux métamorphismes régionaux superposés au fond de la baie de Saint-Brieuc.*

1) Entre l'embouchure du Gouessan et l'anse d'Yffiniac, dans la région d'Hillion, on retrouve les mêmes formations. Mais ici apparaît un début de métamorphisme, d'abord léger, puis de plus en plus intense vers l'W, recouvrant à la fois le « complexe de base » et la série sédimentaire et volcanique d'Erquy (pointe des Guettes). Cette dernière donne ainsi une nouvelle série métamorphique formée de micaschistes et d'amphibolites épidiolitiques, dans laquelle on reconnaît encore très bien la structure primitive des faciès ophiolitiques. Sur le flanc est de l'anse d'Yffiniac en particulier, au N d'Hillion, on observe encore des faciès arkosiques et conglomératiques à éléments granitiques situés à la base de la série volcanique, le tout pris dans un métamorphisme léger ; tandis qu'un peu plus au S on retrouve les faciès granito-gneissiques légèrement rétro-morphiques, typiques du « complexe de base ».

Nous sommes donc à partir d'ici en présence de deux métamorphismes : l'un ancien responsable du « complexe de base » avec micaschistes, amphibolites, migmatites dioritiques et granito-gneissiques ; l'autre, plus récent et pour l'instant léger transformant la série d'Erquy en micaschistes et amphibolites nouveaux.

2) Au flanc ouest de l'anse d'Yffiniac, ce métamorphisme second est mieux développé encore. On n'y reconnaît plus la structure intime des séries ophiolitiques. Seule l'alternance micaschistes-amphibolites passant à la base à des arkoses avec niveau de poudingue à galets de granite (arkoses et poudingues de Cesson, homologues de ceux que l'on a déjà observés sur l'autre flanc de l'anse et dans le secteur de Port-Rouault) permet d'y reconnaître la base de la série d'Erquy précisée plus à l'E.

Ici aussi la série repose sur le « complexe de base » lui-même repris dans le métamorphisme récent. Ce « complexe » est bien visible dans les fourrés au pied de l'École d'agriculture de Saint-Illan, sous forme granito-gneissique, et ses éléments se retrouvent identiquement dans le poudingue de Cesson situé à 600 m de là ³.

CONCLUSIONS ET PROBLÈMES NOUVEAUX. — Ce premier groupe d'observations permet non seulement de préciser les caractères stratigraphiques de la base des séries briovériennes, mais aussi de reconnaître ici l'existence d'un vieux socle cris-

tallin sur lequel elles se sont déposées. Elles débutent partout par des produits de démolition de ce socle (arkoses et conglomérats de Cesson, d'Hillion, de Port-Rouault, du Val-André).

A ce « complexe de base », témoin d'un vieux continent anté-briovérien, je propose de donner le nom de PENTÉVRIEN, puisque c'est en bordure du pays de Penthievre (*pagus Pentor*) situé au fond et à l'E de la baie de Saint-Brieuc qu'il vient d'être signalé pour la première fois ⁴.

L'existence de deux cycles métamorphiques, au moins, dans cette région, est également un fait important à souligner. Soupçonnés depuis longtemps puisque le poudingue de Cesson, métamorphisé, contient lui-même des galets de roches cristallines, ces deux métamorphismes aboutissent à la formation de séries riches en amphibolites. Aussi leur distinction n'est-elle pas des plus aisées dès que le plus récent devient suffisamment intense.

Enfin à ces deux cycles métamorphiques s'associent deux cycles orogéniques soulignés actuellement par la disharmonie existant entre les formations pentévriennes, dirigées SW-NE, et les formations briovériennes orientées W-E.

Mais en fait de nombreuses questions sont soulevées maintenant qui nécessitent une étude détaillée.

En particulier, on peut se demander quelle est l'extension réelle de ce Pentévrien autour de la baie de Saint-Brieuc... et dans le reste du Massif armoricain. *Il serait certes imprudent pour l'instant de vouloir rapporter toutes les migmatites dioritiques de la région à ce complexe de base.* Inversement, on est frappé par l'étonnante ressemblance de certains granito-gneiss de la région d'Hillion et de Dahouët, retrouvés dans le poudingue de Cesson, avec les vieux granites gneissiques de Bretagne méridionale (granite de Moëlan par exemple) ⁵.

3. On peut donc considérer désormais le problème de l'origine du matériel granitique inclus dans le poudingue de Cesson comme pratiquement résolu : ce matériel est le même absolument que celui qui constitue le « complexe de base » observé depuis Dahouët jusqu'au fond de l'anse d'Yffiniac et que l'on retrouve ici même au voisinage du poudingue. Nous touchons là, semble-t-il, une des lignes de rivage de la mer briovérienne, et il n'est aucunement nécessaire de faire appel à une origine glaciaire pour expliquer l'hétérogranulométrie d'un tel matériel (par ailleurs pétrographiquement homogène) : il n'y a eu ici qu'un déplacement faible, suffisant seulement pour former des galets.

Il faut rappeler d'ailleurs que le poudingue de Cesson ne s'observe pas à la base du Briovérien supérieur, comme les tillites normandes, mais à la base du Briovérien inférieur.

4. Je tiens à remercier ici M. P. R. Giot, familier de la toponymie bretonne, qui m'a guidé dans le choix de ce terme.

5. Cette ressemblance des éléments inclus dans le poudingue de Cesson et des granites gneissiques méridionaux (Moëlan, Lan-

Un autre problème important, laissé de côté ici, est celui des relations de la série ophiolitique d'Erquy avec les innombrables filons épidioritiques et doléritiques qui lardent le « complexe de base », le recoupant vers le haut, s'y fondant en profondeur, comme s'il s'agissait d'une remise en mouvement du matériel basique inclus dans ces vieilles séries sous l'effet de la migmatisation dioritique.

Une question se pose surtout : celle de l'âge véritable de toutes ces formations. S'il est prématuré de vouloir y répondre, au moins peut-on dire, pour finir, comment se présente le problème :

le Pentévrien est largement antérieur à la série d'Erquy puisqu'il se présente par rapport à elle comme un socle profondément érodé jusque dans son infrastructure migmatitique avant son dépôt ;

la série d'Erquy est elle-même recouverte en discordance par les grès d'Erquy et de Fréhel, dont l'âge, encore énigmatique, oscille suivant les auteurs entre le Cambrien et le Permo-Carbonifère ;

on sait d'autre part, depuis C. Barrois, P. Pruvost et G. Waterlot [1939], que la série d'Erquy représente la base des séries briovériennes sous les schistes et phtanites de Lamballe⁶. Or l'âge du Briovérien lui-même reste

l'objet encore de bien des imprécisions. Rapporté en partie au Cambrien inférieur et en partie à l'Infracambrien par C. Barrois et P. Pruvost [Barrois et Pruvost, 1931 ; Pruvost, 1951], le Briovérien, en Normandie, est pour M. J. Graindor [1957] infracambrien dans sa partie supérieure et précambrien dans sa partie inférieure. Or ce Précambrien normand contient lui-même à sa base une série ophiolitique identique à celle d'Erquy [Graindor, 1957].

En fin de compte, le Pentévrien apparaît donc ici comme un socle précambrien certainement très ancien, sous un Briovérien inférieur lui-même vraisemblablement précambrien, mais dont l'âge réel en fait n'est pas encore clairement défini.

vaux) m'avait frappé depuis de nombreuses années. Mais il n'était pas possible d'en faire état avant d'avoir cherché dans les environs de la baie de Saint-Brieuc des formations analogues. C'est maintenant chose faite. Mais, malgré les caractères communs assez particuliers de toutes ces roches, rien ne prouve encore que les vieux granites gneissiques méridionaux et les granito-gneiss pentévriens soient bien tous du même âge.

6. En réalité la présence de lits phtanitiques et de schistes graphiteux au sein même de la série d'Erquy permet de se demander si cette série n'est pas plutôt un faciès profond, mais latéral et volcanisé, des schistes et phtanites de Lamballe, sur le dos du géantical pentévrien.

Bibliographie.

- BARROIS C. (1895). — Sur les poudingues de Cesson. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXIII, p. 26-29.
- (1895). — Légende de la feuille de Saint-Brieuc. *Ibid.*, t. XXIII, p. 66-87.
- (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. Livre jubilaire Soc. géol. France, t. I, p. 83-100.
- (1932). — Observations sur la constitution géologique du cap Fréhel (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVII, p. 207-237.
- (1934). — Observations sur la carte géologique de Saint-Brieuc. *Ibid.*, t. LIX, p. 224-243.
- BARROIS C. et PRUVOST P. (1931). — Relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. *Ibid.*, t. LVI, p. 80-125.
- BARROIS C., PRUVOST P. et WATERLOT G. (1938). — Révision de la feuille de Saint-Brieuc au 1/80 000 : structure du Briovérien. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXIX n° 197, p. 6-10.
- (1939). — Le parcours des bandes de phtanites graphiteux de la région briovérienne de Binic. *Ibid.*, t. IL, n° 199, p. 41-47.
- COGNÉ J. (1957). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Thèse Sciences Strasbourg ; à l'impression, *Mém. Expl. Carte géol. France*.
- GRAINDOR M. J. (1957). — Le Briovérien dans le NE du Massif armoricain. *Mém. Expl. Carte géol. France*, 211 p., 26 pl., 45 fig.
- PRUVOST P. (1951). — L'Infracambrien. *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydr.*, vol. LX, n° 1, p. 43-65.

- PRUVOST P. et WATERLOT G. (1936). — Observations sur les grès d'Erquy et du cap Fréhel. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXI, p. 155-186.
- WEGMANN E. (1951). — Subkambrische Tillite in der herzynischen Faltungszone. *Geol. Rundschau*, Bd 39, p. 221-234.
- WEGMANN E., DANGEARD L. et GRAINDOR M. J. (1950). — Sur quelques caractères remarquables de la formation précambrienne connue sous le nom de poulingue de Granville. *C. R. Ac. Sc.*, t. 230, p. 979-980.
-

Directives pour la publication des communications des membres de la Société

RÈGLES GÉNÉRALES. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente, sauf en ce qui concerne le *Compte rendu sommaire*. La langue française est seule admise dans les publications.

L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser l'équivalence de 16 p. de l'ancien format, soit 10 p. dans le nouveau format 21 × 27. Pour les photographies, la Commission du *Bulletin* décide de la reproduction en simili dans le texte ou en planches phototypie hors texte, suivant une équivalence de pages basée sur les frais de reproduction. Le Conseil peut par décision spéciale autoriser la publication de notes plus longues.

Les manuscrits doivent être remis dactylographiés à double interligne sur papier supportant l'écriture, au recto seul des feuillets, avec une marge à gauche suffisante pour les indications à l'imprimeur.

Les références bibliographiques (même entre parenthèses) ne doivent jamais être placées dans le texte mais doivent figurer en notes infrapaginales ou liste bibliographique comme il est indiqué plus loin.

COMPTE RENDU SOMMAIRE. — La rédaction du *C. R. sommaire* est arrêtée par le Président et les deux Secrétaires. En aucun cas la publication littéraire et *in extenso* des notes ou observations n'est de droit.

Les communications adressées au *C. R. sommaire* ne doivent en aucun cas dépasser 120 lignes de 60 signes, avec limitation à 3 notes par an pour un même auteur. Le découpage d'une note en tronçons successifs n'est pas accepté. Les figures et tableaux ne peuvent être exceptionnellement admis que par décision de la Commission du *Bulletin*, les clichés ou les figures doivent être déposés en même temps que la note.

Les références bibliographiques (rédigées comme indiqué plus bas) et les notes infrapaginales doivent être groupées à la fin du manuscrit et numérotées à la suite.

La Société n'offre pas de tirés à part gratuits pour les notes au *C. R. sommaire*; les auteurs désirant en commander à leur frais doivent le mentionner au commencement des manuscrits; aucun rappel ne sera plus envoyé par le Secrétariat.

BULLETIN. — La Commission du *Bulletin* se prononce sur l'insertion intégrale ou partielle des notes, après examen des avis des rapporteurs qu'elle a désignés.

Les notes destinées au *Bulletin* doivent comporter deux courts sommaires analytiques (identiques ou différents), dont l'un est inséré dans le *C. R. sommaire* et l'autre précède la note dans le *Bulletin*.

Les manuscrits avec leur illustration doivent être déposés dans leur forme définitive le jour de la présentation en séance.

Les *dessins au trait* doivent être fournis à l'encre de Chine sur papier bristol ou calque blanc, le trait régulier, de préférence plus grand que la figure définitive. Les dimensions après réduction ne doivent pas dépasser les justifications 75 × 210 mm (1 colonne) ou 155 × 210 mm (2 colonnes); la grosseur du trait et la grandeur des lettres doivent tenir compte de la réduction adoptée. Les cartes doivent être accompagnées d'une échelle graphique, la légende des figures indiquée sur le croquis avec des numéros de rappel; les explications de ces numéros ainsi que les légendes des figurés seront dactylographiées à la fin du texte de la note pour être composées en typo. Si plusieurs figures sont groupées pour un même cliché, un seul numéro est assigné à l'ensemble des croquis formant une figure; chaque croquis étant indiqué A, B, C...; dans le texte, on appellera (fig. 1 A). Il y a intérêt pour les auteurs à s'entendre avec le Secrétariat avant l'exécution des dessins au trait. La Société peut exceptionnellement prendre à sa charge le dessin de la lettre, mais, en général, les frais de dessinateur sont à la charge des auteurs.

Pour la reproduction des *photographies*, l'auteur doit fournir de très bonnes épreuves avec, si possible, les négatifs.

Les *références bibliographiques* seront données de préférence en liste bibliographique à la fin de la note. Les références seront rédigées suivant les exemples : ROUVILLE P. G. DE, DELAGE A. et MIQUEL J. (1894) : Les terrains primaires de l'arrondissement de Saint-Pons. *Mém. Ac. Sc., Let. Montpellier, Sc.* (2), t. II, p. 1-255 ou HAUG E. (1907) : Traité de Géologie, t. I, Paris, Armand Colin. Le renvoi dans le texte ne comportera que le nom de l'auteur (en caractères ordinaires) et l'année (éventuellement avec indication de pages ou fig.) placés entre crochets; ex. : [Rouville, Delage et Miquel, 1894, p. 55].

FORMULAIRE TYPOGRAPHIQUE POUR TOUTES LES PUBLICATIONS. — Les *termes latins*, non entrés dans le langage usuel, sont imprimés en italique (souligner d'un trait); les *termes étrangers*, non entrés dans le langage scientifique, mis entre guillemets. Pour les mots qui admettent plusieurs orthographes, l'auteur est libre de son choix, à condition d'employer la même orthographe dans tout le cours de sa note.

Conformément à l'usage, les noms de minéraux et de roches s'écrivent avec une minuscule, il en est de même des termes techniques (synclinal, métamorphisme), des désignations topographiques (lac, cap), sauf quand une ambiguïté peut résulter de l'emploi de la minuscule (Dent du Chat). Les désignations topographiques arabes et étrangères prennent une majuscule, sauf lorsque ces termes ne possèdent pas de déterminatif (Oued Sebou, cet oued).

Les étages géologiques et les termes employés pour une formation déterminée (Flysch, Cristallin) prennent une majuscule, à moins qu'ils ne soient employés comme adjectifs (ère primaire).

Les *mesures* ne doivent pas être données en toutes lettres, le nombre est donné en chiffre, les mesures en abrégé (sans point final) : 6,05 m, 90, 60 g.

Les *points cardinaux* sont remplacés par les abréviations conventionnelles N, S, E, W, non suivies d'un point ou d'un tiret, ainsi on écrit NW; par contre, on écrit N-S, E-W dans le cas d'indication de direction. Employés adjectivement, les points cardinaux ne sont pas abrégés et prennent une minuscule (la côte ouest).

Les *abréviations* usuelles sont employées : M., M^{lle}, St, chap., p. Les autres abréviations ne sont admises qu'exceptionnellement et doivent être explicitées la première fois : le Centre national de la recherche scientifique (C. N. R. S.). Les règles édictées par l'Association française de normalisation (AFNOR) quand à l'emploi des majuscules sont suivies dans les publications de la Société.

NOTES DE PALÉONTOLOGIE. — Les règles suivantes seront, autant que possible, appliquées dans les synonymies des espèces étudiées.

Nous rappelons que les listes de synonymie sont des listes de références concernant l'espèce en question. Ces références significatives, choisies et vérifiées personnellement par l'auteur de la note,

doivent être utiles à la détermination, étude ou discussion de l'espèce. Elles ne doivent en aucun cas être une simple liste de citations de seconde main.

Ces listes seront en général rédigées comme suit : date de la référence, nom complet de l'espèce tel qu'il est écrit dans la publication citée (souligné une fois = italique), suivi du nom de l'auteur de l'espèce (souligné deux fois = petites capitales); lorsque l'auteur de la référence citée est le même que celui de l'espèce, les références des pages et figures sont citées directement à la suite, mises entre crochets, ex. :

1843. *Ammonites gaytani* KLIPSTEIN [p. 110, pl. 5, fig. 4].

Lorsqu'il s'agit d'une référence à un auteur différent de celui de l'espèce citée, le nom d'auteur de l'espèce et celui de la référence sont séparés par un point ou reliés par la préposition *in* (le nom de l'auteur de la référence n'étant pas souligné = bas de casse). Ex. :

1849. *Ammonites gaytani* KLIPSTEIN *in* V. Hauer [p. 17, pl. V, fig. 13-15].

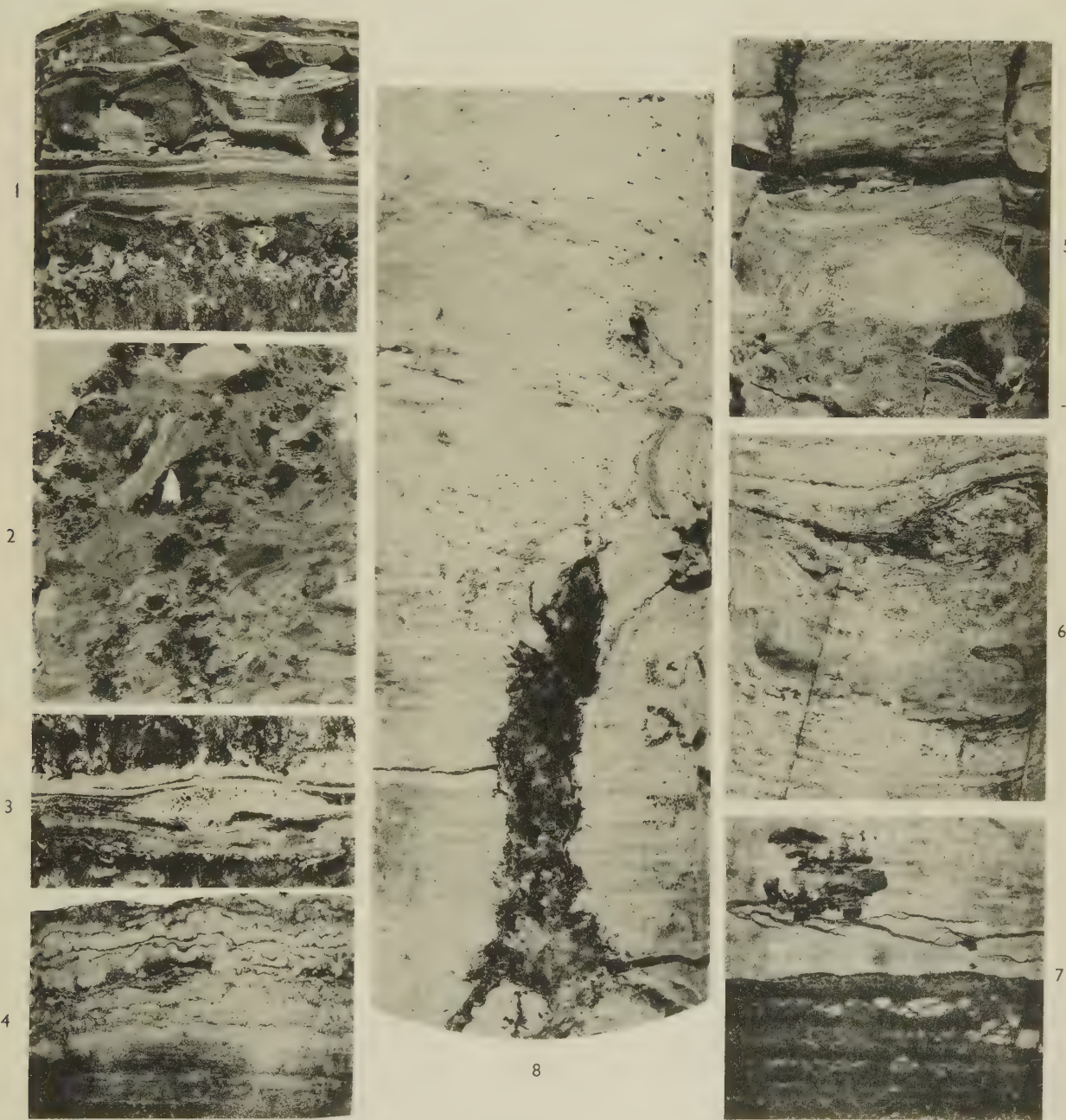
Les références entre crochets renvoient aux ouvrages cités dans la bibliographie (pour les exemples donnés; soit à Klipstein 1843, soit à V. Hauer 1849). S'il n'est pas donné de bibliographie en fin d'article, le titre de l'ouvrage ou de l'article avec les indications bibliographiques doivent précéder les indications de pages et de figures. Ex. :

1849. *A. gaytani* KLIPSTEIN *in* V. Hauer. Ueber neue Cephalopoden aus den Muschelmarmorschichten von Halstatt und Ausse. *Haininger's Naturw. Abh.*, Bd III, p. 17, pl. IV, fig. 14-15.

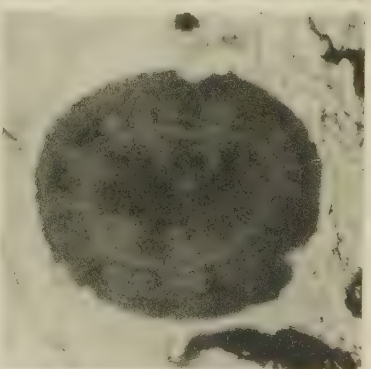
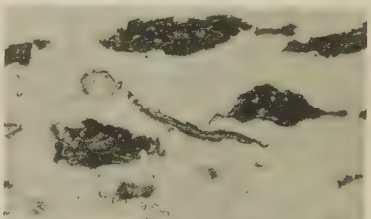
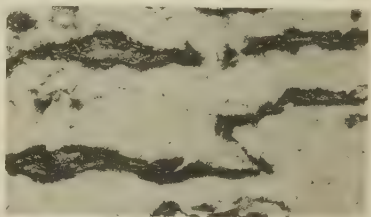
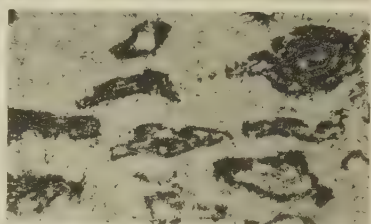
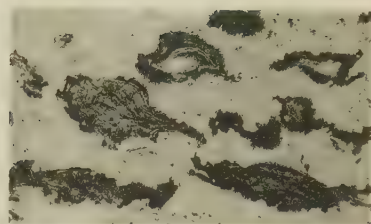
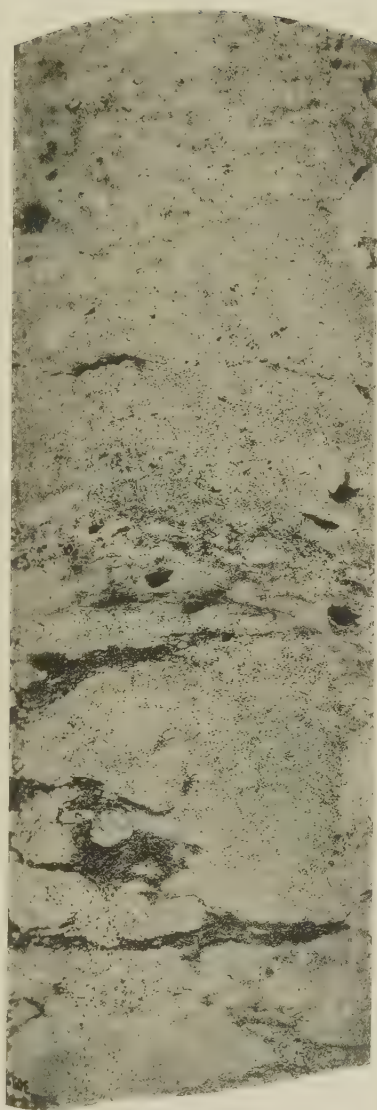
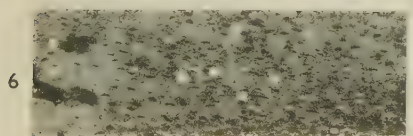
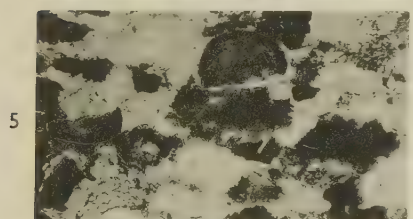
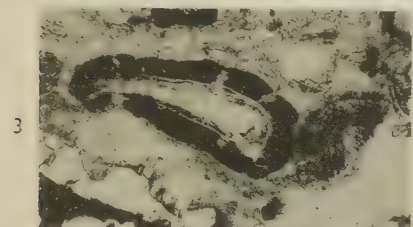
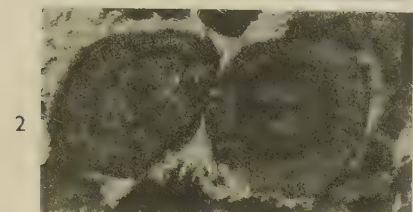
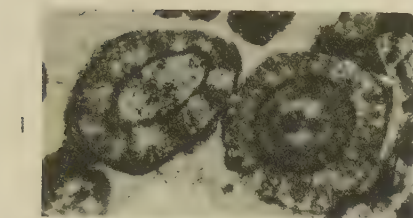
L'emploi de la liste bibliographique est recommandé. Il est également essentiel que l'on puisse retrouver dans la bibliographie toutes les références citées dans le texte.

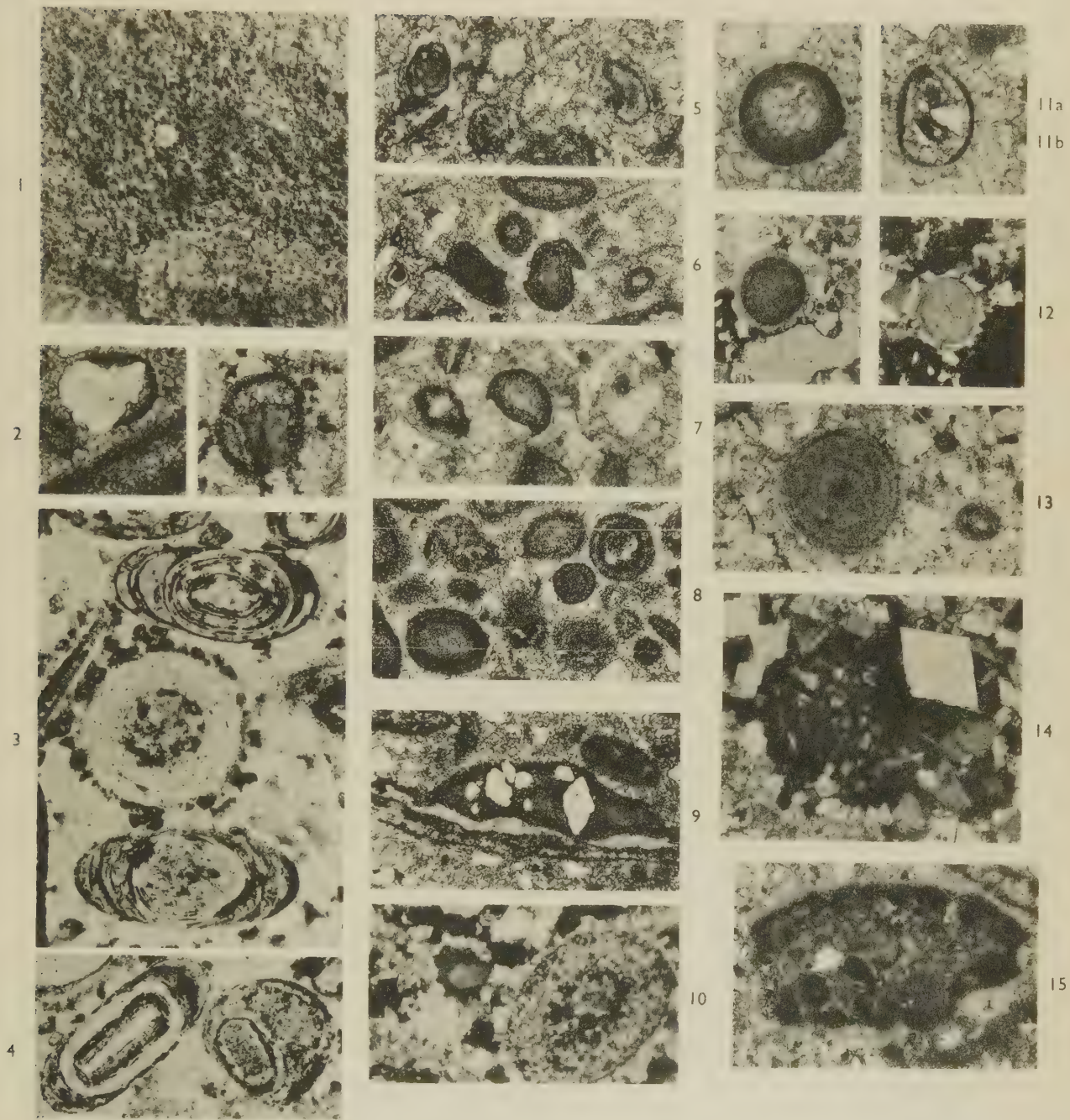
Il est également recommandé aux auteurs de suivre les règles de nomenclature usuelles. Ex. : le nom d'auteur d'une espèce doit être mis entre parenthèse quand le nom de genre de cette espèce a été modifié.

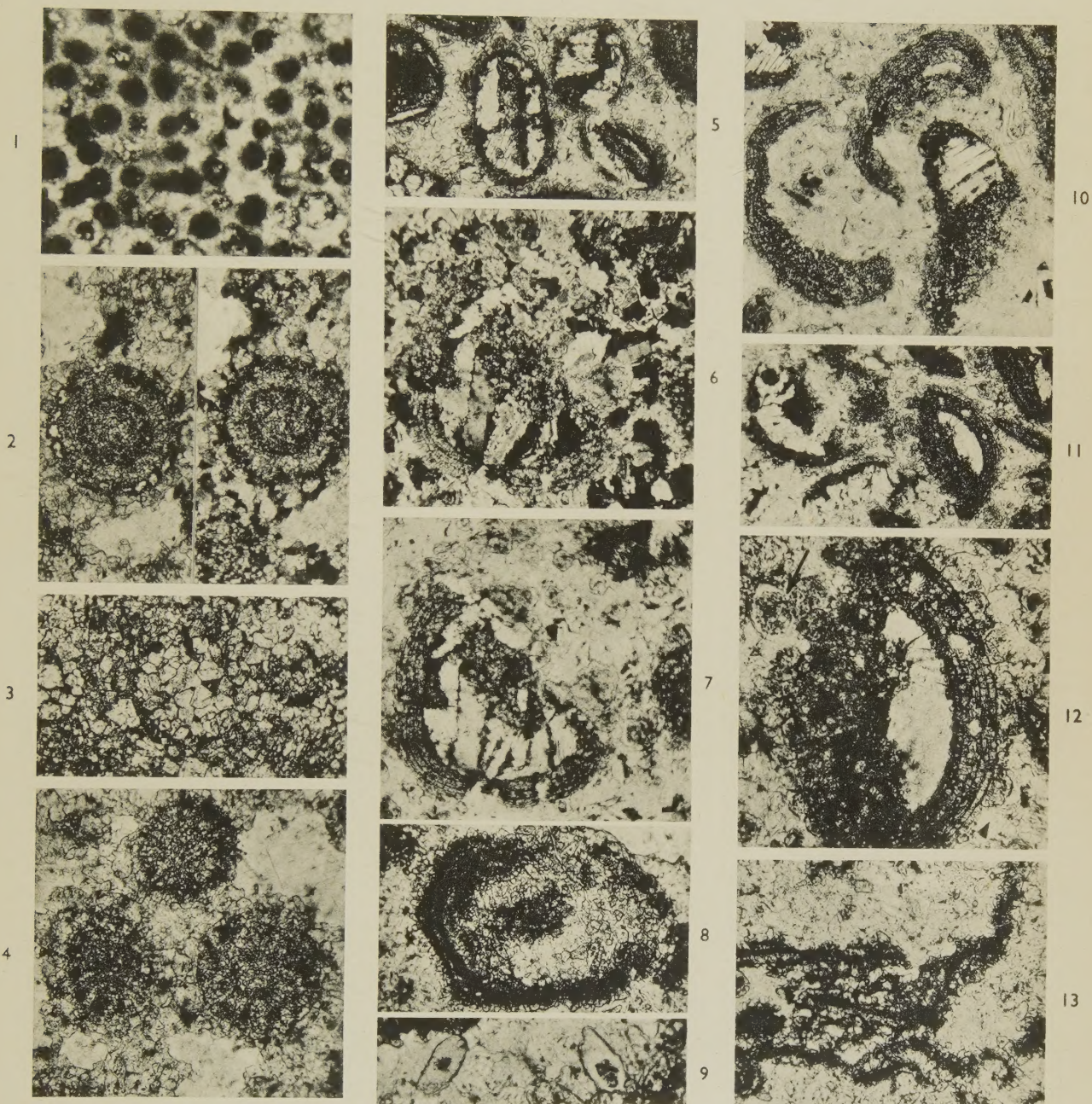
Ces règles sont sensiblement celles préconisées par l'U. S. geological Survey : Suggestion to authors of reports of the geological Survey, 5^e éd., 1959, p. 76 et suivies par exemple dans W. S. COLE. *U. S. geological Survey Prof. Papers*, 260-0, 1954.



Phototypie Brunissen - Paris







CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.

BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL
SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

1^{re} partie : Mathématiques, Astronomie, Physique, Chimie, Science de l'Ingénieur, Sciences de la Terre.

Taux d'abonnement : France, 10 000 fr. — Étranger, 12 000 fr.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S., 16, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14 000 p. environ et sera divisé en 6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : 2 000 fr.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 700 fr. — Étranger, 1 000 fr.

GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. X (1958) 1 000 fr.

Vente au Service des publications du C. N. R. S.

TABLE DES MATIÈRES

TOME I, N° 1

	Pages
J. Ricour. — Stratigraphie du Trias du bassin de Paris (3 fig.).....	3
J. de Porta. — Observations sur la tectonique de la chaîne pré littorale catalane au N et au NW du « Campo de Tarragona » (Espagne) (1 fig.).....	13
J.-Ph. Mangin. — Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen (2 fig.).....	16
R. Laugier. — Observations pétrographiques nouvelles sur les niveaux salifères du Trias moyen de Lorraine (4 pl., 1 fig.).....	31
R. Laugier. — Sur l'existence de sédiments oolithiques dans les grès dolomitiques du Trias (inférieur?) de Lorraine.....	40
G. Mennessier. — Étude tectonique du massif de la Loube (Var) (4 fig.).....	43
A. Michard. — Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie) (4 fig.).....	52
E. Bonifay et P. Mars. — Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne (1 fig.).....	62
M.-M. Paquereau et M. Schoeller. — Quaternaire et Pliocène du Gulp (Gironde)...	79
J. Dercourt. — L'accident de Seine (2 fig.).....	84
M. Lemoine. — Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises.....	90
G. Demarcq. — Le Miocène du bassin de Crest (Drôme) (2 fig.).....	93
P. Gidon. — Observations sur la tectonique de la partie sud-ouest du massif du Mont-Blanc (3 fig.).....	101
S. Duplaix et V. D. Nesteroff. — Recherches sur les minéraux lourds du littoral du golfe de la Napoule et du golfe Juan (2 fig.).....	107
J. Cogné. — Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord) (4 fig.).....	112

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.

Imprimerie Protat frères, Mâcon. N° 6969. — Novembre 1959. — N° éditeur 208.
Dépôt légal 4^e trimestre 1959. — Commission paritaire n° 20363.

PRIX DU FASCICULE : 900 fr.